



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Estudio de sensibilidad del método
electromagnético marino de fuente controlada en el
dominio de la frecuencia con datos sintéticos

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

ALINE ESPERANZA MAZA VÁZQUEZ

DIRECTORA DE TESIS:

DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN



CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F. 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Muchas son las personas a las que tengo que agradecer por la ayuda que me han brindado hasta este momento de mi vida. Antes que nada quisiera agradecer a mis padres y a mi hermano, ya que ha sido por su apoyo que puedo estar donde me encuentro en la actualidad. Sus consejos, aceptados de buena y mala gana, me han ayudado a seguir adelante y estoy segura que continuaran siéndome útiles en el futuro. Gracias de todo corazón, los amo. A mis tíos, Roberto y Patricia, así como a mis primos Jesica y Oswaldo. Su presencia ha resultado vital con el transcurso de los años.

Me gustaría agradecer a mi Alma Mater, la UNAM, por haberme formado en la parte profesional de mi vida. Siempre con la idea de dar más de lo que se espera y con la mente abierta a nuevas posibilidades para resolver los problemas que se presenten día a día. Aquí quiero incluir no solo a la que acepto der mi tutora en esta aventura, la Dra. Claudia Arango Galván, ni solo a mis sinodales que me apoyaron para que mi tesis fuera digna de la universidad que me formo. Quiero agradecer a todos mis profesores, por todas las lecciones enseñadas a lo largo de los 5 años que estudie en sus aulas.

Quiero agradecer a EMGS ASA por la gran oportunidad que me dieron de aprender un método geofísico que no me fue enseñado durante mi carrera. Esta tesis no sería posible sin el apoyo de todas las personas que trabajan en la oficina de la ciudad de Villahermosa: Paola, Gabriela, Luis, Francisco, Gerardo, Suriela, Laura, Vivi, Valente, Vicente y Eduardo. Especialmente gracias Francisco y a Luis por sus comentarios, sugerencias y consejos porque sirvieron para mejorar mi tesis.

No menos importante, quiero agradecerles el apoyo de los amigos que hice durante las horas de estudio que pase en la universidad. Joshua, muchas gracias por tu apoyo moral en todos los momentos difíciles que estuviste conmigo, en la misma ciudad y a distancia. Doris y Alan, gracias por la paciencia de esta amiga tan olvidadiza de ustedes. Daniel gracias por tu amistad estos años y por permitirme ser tía en tu bonita familia con Edith. Alan, Sebastián, Ana Belén, Guillermo, Thalia, Martin y Francisco gracias por aceptarme en los Geovengadores. Un placer estar en un magnifico equipo. Sandra, gracias por tu apoyo en la última parte de este gran recorrido.

A la señora Lupita, mi casera favorita. Gracias por todo, usted y su familia fueron un gran apoyo en todo el tiempo que me aceptaron en su casa. Siempre agradeceré que me hicieran sentir como una más de la familia, aun cuando no tenían mucho tiempo de conocerme en un inicio.

A Graciela, conocerte y ser tu amiga cambio mi vida en muchos aspectos. Me ayudaste a ver algo que no sé porque razón no terminaba de ver. Creo que Dios permitió que así pasara para que siempre nos apoyáramos cuando nos necesitáramos. Te quiero mucho amiga, abriste un mundo que no conocía y que no creí podía existir.

Alejandra, Monserrat, Marimar, Mayra, Dianita, Irene, Pao y Aurora: gracias por su amistad, justo cuando estaba acostumbrándome a tener más amigos que amigas llegaron ustedes.

Finalmente y sobre todo gracias a Dios por cruzarme en el camino de todas estas personas. Todo se ha hecho posible gracias a ti. En los momentos de dificultad, es cuando me preguntó cuál es tu propósito para conmigo. Sin embargo, logras darme aliento y nuevas fuerzas de las maneras más inusuales. Espero mantenerme firme a pesar de las dificultades. Siempre me has demostrado que es en los momentos de mayor oscuridad cuando la luz brilla intensamente.

ÍNDICE

Agradecimientos	3
Índice	4
Índice de figuras	7
Índice de tablas	13
Resumen	14
Abstract.....	14
1. Introducción	15
2. Principios fundamentales de Teoría Electromagnética.....	17
2.1 Clasificación de los métodos electromagnéticos (EM)	17
2.2 Ecuaciones de Maxwell.....	21
2.3 Relaciones Constitutivas.....	23
2.3.1 Conductividad y resistividad eléctrica.....	23
2.3.2 Permitividad eléctrica.....	24
2.3.3 Permeabilidad magnética	25
2.3.4 Propiedades de las rocas (Ley de Archie).....	26
2.4 Ecuaciones de onda EM	28
2.5 Condiciones de frontera	31
2.6 Solución de la ecuación de onda EM.....	31
2.6.1 Longitud de onda y velocidad de fase EM	33
2.6.2 Penetración nominal	35
2.7 Zona cercana y zona lejana.....	35
3 Método CSEM marino	37
3.1 Campo Electromagnético y el ambiente marino.....	38
3.1.1 Magnitud de los campos.....	39
3.1.2 Atenuación de la onda EM en el mar	39
3.1.3 Temperatura	40
3.1.4 Conductividad eléctrica del agua marina.....	40
3.1.5 Movimiento del agua y sensores del instrumento	41
3.1.6 Presión hidrostática	41
3.1.7 La corrosión en el agua de mar.....	41
3.2 Sistemas EM marinos de adquisición	42
3.2.1 Towed streamer (línea de arrastre).....	42
3.2.2 VED - Dipolo eléctrico vertical (en el dominio del tiempo)	43

3.2.3	HED - Dipolo eléctrico horizontal (Nodos).....	44
3.3	Ecuaciones de la fuente HED (Dipolo eléctrico horizontal)	45
3.4	Equipo	46
3.4.1	Receptores	47
3.4.1.1	Medición campo eléctrico	48
3.4.1.1.1	Electrodos marinos	48
3.4.1.1.2	Amplificadores	50
3.4.1.2	Medición campo magnético	50
3.4.2	Transmisor	51
3.5	Adquisición de datos	54
3.5.1	Datos radiales y azimutales	54
3.5.2	Estudio de sensibilidad y planeación de la adquisición	56
3.6	Interpretación de datos	57
3.6.1	Trayectoria de la señal del transmisor.....	57
3.6.2	Magnitud y fase versus offset (Análisis de atributos)	58
3.6.3	Principio de resistencia transversal equivalente	59
3.6.3.1	Resistencia transversal anómala (ATR).....	59
3.6.4	Integración con datos de otros métodos geofísicos	62
4	Datos CSEM.....	63
4.1	Pre y procesamiento de datos	63
4.2	Modelado directo.....	64
4.2.1	Diferencias Finitas	65
4.2.2	Técnicas para mejorar las soluciones	68
4.3	Modelado inverso	70
4.3.1	Inversión 2.5D.....	71
4.3.2	Inversión 3D.....	72
4.3.2.1	Precondicionamiento por profundidad	76
5	Inversión de datos sintéticos	77
5.1	Inversión 2.5D	77
5.1.1	Línea 01Tx001.....	78
5.1.2	Línea 01Tx003.....	80
5.1.3	Observaciones	82
5.2	Inversión 3D	83
5.2.1	Modelo inicial para la inversión 3D.....	83
5.2.2	Modelo sintético #1	87
5.2.2.1	Observaciones	100

5.2.3	Modelo sintético #2.....	100
5.2.3.1	Observaciones.....	109
6	Conclusiones.....	111
7	Referencias bibliográficas	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2-1 Mecanismos que modifican la amplitud y fase de las señales CSEM (Modificado de Constable, 2010).....	21
Figura 2-2 Frente de onda esférico producido por una fuente dipolar isotrópica (Wayne, 2003).	36
Figura 3-1 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 conductivo (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) (Brady et al., 2009).	40
Figura 3-2 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 (Engelmark et al., 2012).	43
Figura 3-3 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 (Holten et al., 2009).	44
Figura 3-4 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; imagen Electromagnetic Geoservices, 2014).	45
Figura 3-5 Receptor MT y CSEM marino (Electromagnetic Geoservices, 2014)	48
Figura 3-6 Electrodo marino Ag-AgCl como es descrito en Webb et al. (1985); es ampliamente utilizado en CSEM y MT marino (Constable, 2013).	49
Figura 3-7 Imagen superior: Fuente dipolar eléctrica horizontal del método CSEM marino (Electromagnetic Geoservices, 2014); Imagen inferior: diagrama de un transmisor CSEM marino. El transmisor comprende un remolcador pescante – la sección del cabezal que contiene la potencia y el instrumental – y una antena con electrodos dipolares en los extremos de dos cables (Brady et al., 2009).	53

Figura 3-8 Dipolo geométrico de un transmisor cercano al suelo marino. La componente vertical máximo (rojo) está debajo del transmisor en la dirección en línea (inline). Aquí los campos son puramente de geometría radial y son capaces de generar efectos galvánicos cuando intersectan cuerpos subhorizontales y delgados tales como yacimientos de gas y aceite. En la dirección a un costado (broadside), los campos son puramente azimutales y grandemente horizontales, produciendo poca interacción con el yacimiento siempre y cuando su espesor no sea de consideración (Modificado de Constable, 2010). 54

Figura 3-9 La respuesta radial y azimutal CSEM marina de (a) un modelo con yacimiento (rojo) comparado con (b) una capa gruesa de resistividad intermedia (azul), a una frecuencia de 0.25 Hz y 1 Hz. La amplitud del modo (b) radial a 0.25 Hz es casi igual en ambos modelos, mientras que las amplitudes del modo azimutal no, como fue notado por Eidesmo et al. (2002) y es evidente en las gráficas normalizadas en (d). Sin embargo, en (c) a 0.25 Hz las fases del modo radial son muy distintas en ambos modelos, al igual que en las amplitudes a 1hz del modo radial (Constable, 2010). 55

Figura 3-10 Esquema de la señal de la fuente dipolar eléctrica horizontal (Brady et al., 2009) 57

Figura 3-11 Representación gráfica de los datos CSEM marinos como amplitudes y fases del campo eléctrico en función de la distancia entre fuente-receptor (offset). Las imágenes de la izquierda fueron tomadas de Constable (2010) y son datos sintéticos de un modelo canónico a 0.25Hz; las imágenes de la derecha fueron tomadas de Johnstad et al. (2005) y son datos reales (a 0.25Hz) tomados del estudio realizado en el campo Troll en Noruega. 58

Figura 3-12 Una anomalía resistiva asociada a hidrocarburos, en una inversión 3D CSEM marino, resulta en una versión aumentada a escala de la anomalía resistiva de un registro de pozo. La equivalencia de resistencia transversal puede usarse para interpretar la anomalía CSEM en la escala del registro de pozo. Ejemplo de Yuan et al. (2009). 60

Figura 3-13 La resistencia transversal anómala (ATR) del yacimiento describe el contraste de resistividad acumulado debido a los hidrocarburos. Representada por el área verde dentro de la curva de resistividad del registro de pozo, se calcula mediante la integral del contraste de resistividad sobre el espesor neto (Baltar y Roth, 2013). 60

Figura 3-14 Una traza de resistividad CSEM extraída de un modelo de inversión 3D CSEM puede relacionar la resistividad R promedio del yacimiento, cargado de HC en la zona productiva, con el espesor de la zona productiva ΔZ a través del principio de equivalencia de resistencia transversal (Baltar y Roth, 2013). 61

Figura 4-1 Esquema para resolver el problema o modelado directo (Meju, 1994)..... 65

Figura 4-2 La región del modelo discretizada en prismas rectangulares (Zhdanov, 2002)..... 66

Figura 4-3 Discretización del campo EM en una malla escalonada, de acuerdo a Yee (1966) y Wang y Hohmann (1993), modificado de Zhdanov (2002). 67

Figura 4-4 Concepto de los bucles eléctricos y magnéticos en una malla escalonada: el bucle eléctrico está formado por cuatro componentes E paralelas a los bordes de una cara del prisma, mientras el bucle magnético está compuesto por cuatro componentes H adyacentes a la cara del prisma (modificada de Zhdanov, 2002).	68
Figura 4-5 Esquema para resolver el problema o modelado inverso (Meju, 1994).....	71
Figura 4-6 Tipos de mínimos en la función de desajuste (Modificada de Zhdanov, 2002)	73
Figura 4-7 Ciclo iterativo del algoritmo de inversión 3D basada en gradiente (Zach et al., 2008).	75
Figura 4-8 Proceso iterativo de inversión 3D usando datos sintéticos.	76
Figura 5-1 Líneas planeadas para inversión en 2.5D sobre un fondo marino sintético. Solo se invirtieron la 01Tx001 y la 01Tx003.	77
Figura 5-2 Gráfica de convergencia en la inversión 2.5D de la línea 01Tx001	78
Figura 5-3 Modelos de la línea 01Tx001 siguiendo una sección del eje del anticlinal. En el lado izquierdo, asignados con el subíndice "a", se muestran los modelos de resistividad vertical (Rv) y del lado derecho, asignados con el subíndice "b", los de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes superiores, asignadas con el número "1", pertenecen al modelo sintético utilizado para producir los datos sintéticos; las imágenes centrales, asignadas con el número "2", al modelo de fondo también utilizado como modelo inicial; las imágenes inferiores, asignadas con el número "3", pertenecen al modelo resultante de la inversión 2.5D.	79
Figura 5-4 Gráfica de convergencia en la inversión 2.5D de la línea 01Tx003.	80
Figura 5-5 Las imágenes asignadas con el subíndice "a", se muestran los modelos de resistividad vertical (Rv) y las asignadas con el subíndice "b", se observan los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes asignadas con el número "1", pertenecen al modelo sintético; con el número "2"; al modelo de fondo e inicial y las asignadas con el número "3", pertenecen al modelo obtenido de la inversión 2.5D.	81
Figura 5-6 Plantilla del modelo sintético. A cada capa se le asigna una resistividad vertical para el modelo de resistividad vertical y una resistividad horizontal para el modelo de resistividad horizontal.	83

Figura 5-7 Modelos de resistividad iniciales: Los modelos asignados con letra "a" pertenecen a Rv mientras que los asignados con "b" a Rh. Los modelos asignados con "1" se encuentran sin suavizar y los asignados con "2" se encuentran suavizados. 84

Figura 5-8 Modelos sintéticos: El modelo #1 tiene una capa a profundidad con 500m de espesor (1a y 1b) mientras que el modelo #2 tiene una capa con espesor de 200m (2a y 2b). Los modelos asignados con el subíndice "a" pertenecen al modelo de resistividad vertical y los modelos asignados con el subíndice "b" pertenecen a los modelos de resistividad horizontal. 86

Figura 5-9 Líneas y receptores utilizados para la generación de datos sintéticos en la inversión 3D rodeados por el polígono, de color rosa, que delimita el área que cubren los receptores (507 km²). Las líneas rojas A-A' (paralela al eje de la estructura) y B-B' (perpendicular a la estructura) son las líneas en donde los resultados serán mostrados. 87

Figura 5-10 Convergencia de las 3 inversiones 3D del modelo #1: La curva amarilla pertenece a la inversión con el DW=1.3, la roja a un DW=1 y la azul a un DW=0.6..... 88

Figura 5-11 Modelos de resistividad vertical (Rv) en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rv de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). 89

Figura 5-12 Modelos de resistividad horizontal (Rh) en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rh de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). 90

Figura 5-13 Modelos de Anisotropía (Rv/Rh), en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo de fondo (1a) se le asignó una anisotropía 1 al agua de mar, una anisotropía de 1.5 al subsuelo y una anisotropía de 2 a la capa resistiva. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de anisotropía (Rv/Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos de anisotropía de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). Se puede observar que la sensibilidad a la capa resistiva aumenta cuando se aumenta el factor DW..... 91

Figura 5-14 Modelos de resistividad vertical (Rv) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rv de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado)..... 92

Figura 5-15 Modelos de resistividad horizontal (Rh) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rh de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado)..... 93

Figura 5-16 Modelos de Anisotropía (Rv/Rh) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo de fondo (1a) se le asignó una anisotropía 1 al agua de mar, una anisotropía de 1.5 al subsuelo y una anisotropía de 2 a la capa resistiva. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de anisotropía (Rv/Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos de anisotropía de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). Se puede observar que la sensibilidad a la capa resistiva aumenta cuando se aumenta el factor DW..... 94

Figura 5-17 Mapas de promedio de resistividades en el modelo sintético (a) y en el modelo inicial (b) en donde se localiza la capa resistiva de 500m. 95

Figura 5-18 Histograma del mapa promedio de Rv en el modelo inicial de la capa resistiva de 500m. El valor de resistividad de fondo elegido es de 2.22 ohm*m. 96

Figura 5-19 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de resistividad vertical y con número 2 a los mapas normalizados Rv respecto al modelo sintético. El subíndice "a" denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=0.6; el subíndice "b" los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1; el subíndice "c" a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1.3. 97

Figura 5-20 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv para la propiedad de TR. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de TR y con número 2 a los mapas normalizados TR respecto al modelo sintético. El subíndice "a" denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=0.6; el subíndice "b" los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1; el subíndice "c" a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1.3. 98

Figura 5-21 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv para la propiedad de ATR. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de ATR y con número 2 a los mapas normalizados ATR respecto al modelo sintético. El subíndice "a" denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=0.6; el subíndice "b" los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1; el subíndice "c" a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1.3. 99

Figura 5-22 Convergencia de las inversiones 3D de la capa resistiva de 200m de espesor. Los puntos pequeños pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que los puntos grandes pertenecen a la inversión de altas frecuencias. 101

Figura 5-23 Corte a lo largo del eje del anticlinal. Las imágenes con subíndice “a” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número “1” pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número “2” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número “3” a la inversión de altas frecuencias..... 102

Figura 5-24 Corte perpendicular al eje del anticlinal. Las imágenes con subíndice “a” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número “1” pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número “2” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número “3” a la inversión de altas frecuencias..... 103

Figura 5-25 Modelos de inversión de anisotropía. Las imágenes con subíndice “a” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número “1” pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número “2” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número “3” a la inversión de altas frecuencias..... 104

Figura 5-26 Mapas de promedio de resistividades en el modelo sintético (a) y en el modelo inicial (b) en donde se localiza la capa resistiva de 200m. 105

Figura 5-27 Histograma del mapa promedio de Rv en el modelo inicial de la capa resistiva de 200m. Se eligió el valor de 1.56 ohm•m como límite máximo para la resistividad de fondo. 106

Figura 5-28 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv para las distintas propiedades. Los mapas con número 1 pertenecen al promedio de resistividad vertical; con número 2 a la resistividad transversal (TR) y con número 3 a la resistividad transversal anómala (ATR). Las imágenes con subíndice “a” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el subíndice “b” a la inversión de altas frecuencias. 108

Figura 5-29 Mapas normalizados de las distintas propiedades en los modelos de inversión respecto a los mapas correspondientes de propiedades basados en el modelo sintético. Los mapas normalizados con número 1 pertenecen al promedio de resistividad vertical; con número 2 a la resistividad transversal (TR) y con número 3 a la resistividad transversal anómala (ATR). Las imágenes con subíndice “a” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el subíndice “b” a la inversión de altas frecuencias. 110

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2-1 Clasificación de Métodos EM.....	18
Tabla 2-2 Parámetros a y m, en la ecuación de Archie, según las propiedades de las rocas (Keller, 1988).	28
Tabla 2-3 Tabla de skin depth o penetración nominal (δ)	35
Tabla 5-1 Propiedades preliminares a partir de la inversión 2.5D	82
Tabla 5-2 Características del modelo inicial en Rv y Rh	83
Tabla 5-3 Resultados Inversiones 3D del modelo #1 según el factor DW elegido.....	88
Tabla 5-4 Valores esperados en las inversiones de resistividad V promedio, de resistividad de fondo, TR y el ATR.	96
Tabla 5-5 Resultados Inversiones 3D capa regional resistiva de 200m.....	101
Tabla 5-6 Valores esperados en las inversiones de resistividad V promedio, de resistividad de fondo, TR y el ATR.	106

RESUMEN

El uso de métodos electromagnéticos marino de fuente controlada para la exploración de hidrocarburos es reciente en comparación con otros métodos geofísicos. La importancia de los métodos MCSEM recae en su ayuda a reducir el riesgo de la exploración de hidrocarburos en alta mar. Los métodos electromagnéticos pueden detectar variaciones de conductividad bajo el fondo marino siendo menos costosos que los registros de pozos u otros métodos geofísicos convencionales. El éxito de los métodos EM marinos radica en el hecho fundamental de que las estructuras que contienen aceite o gas tienden a tener una resistividad más alta que la litología que les rodea. Los métodos EM marinos permiten al geólogo distinguir entre yacimientos secos (asociados a una baja resistividad) o saturadas de hidrocarburos (asociados a una alta resistividad). Por lo tanto los yacimientos de petróleo representan un objetivo claro para los métodos marinos EM. Las tecnologías EM existentes en la exploración geofísica marina son: el método marino magnetotelúrico (MMT) de fuente natural y el método electromagnético de fuente marina controlada (MCSEM) que opera en ambos, el dominio de la frecuencia y el tiempo. El propósito de esta tesis de licenciatura es mejorar el análisis de futuras inversiones de datos reales del método marino de fuente controlada en el dominio de la frecuencia mediante un estudio de sensibilidad de una inversión de datos sintéticos que representan la respuesta de una capa regional resistiva con una estructura geológica compleja.

ABSTRACT

The use of marine controlled source electromagnetic methods for hydrocarbons exploration is recent in comparison with other geophysics methods. The importance of the MCSEM method relays on its help to reduce the risk in hydrocarbon exploration offshore. The electromagnetic methods can detect conductivity variations under seafloor and are less expensive than well logs or other unconventional geophysics methods. The success of marine EM methods lies in the fundamental fact that structures containing oil or gas tend to have a higher resistivity than the lithology surrounding them. The marine EM methods allow geologist distinguish between dry prospects (low resistivity) or saturated with hydrocarbons (high resistivity). Therefore oil reservoirs represent a clear target for EM marine methods. The existing EM technologies in marine geophysics exploration are: the marine magnetotelluric method (MMT) of natural source and the marine controlled source electromagnetic method (MCSEM) which operates in both, the frequency and time domain. The purpose of this bachelor thesis is to improve the analysis of future real data inversions of the controlled-source electromagnetic method in frequency domain by a sensitivity study of a synthetic data inversion that represents the response of a regional resistive layer with complex geology.

1. INTRODUCCIÓN

Los métodos geofísicos electromagnéticos (EM) han sido utilizados desde inicios de la prospección geofísica, finales de los años 1920 e inicio de los años 1930 del siglo pasado, para la exploración minera, detección de acuíferos, geotecnia, gas y petróleo (Zhdanov, 2010).

En un inicio, los métodos EM fueron introducidos únicamente para observaciones en tierra, pues se creía que la conductividad del agua de mar era muy alta como para que un campo EM lograra entrar al subsuelo marino (induciendo la idea que los métodos eléctricos de exploración no podían operar en el mar). Sin embargo, a mitad del siglo XX se descubrió que los métodos EM se pueden aplicar y ser muy efectivos en medios marinos (Zhdanov, 2009). Los métodos EM marinos son usados tanto en aplicaciones académicas, para estudiar las estructuras profundas en la corteza terrestre y en el manto superior; como exploración de recursos minerales e hidrocarburos.

Según Zhdanov (2009) los primeros experimentos con mediciones de campo EM fueron conducidos por geofísicos rusos en el océano ártico a finales de los años 60 y desde los 70 se han utilizado de manera rutinaria para la exploración de yacimientos de hidrocarburos bajo el fondo marino. Igualmente a finales de los 1970's, Charles Cox y Filloux, del *Scripps Institution of Oceanography* condujeron varios experimentos EM marinos en aguas profundas del océano pacífico (Constable y Srnka, 2007). En occidente el método EM marino se comenzó a utilizar en la exploración petrolera hasta finales de 1990, cuando varias empresas petroleras importantes (incluidas ExxonMobil, Statoil, Shell y otras) empezaron a realizar adquisiciones con EM de fuente controlada marina (MCSEM o CSEM marino) para exploración de hidrocarburos en el mar (Srnka et al., 2006). Este retraso, por parte de la industria petrolera en occidente, se debe a las dificultades técnicas del método como el efecto de la onda de aire; los bajos precios del petróleo y el éxito de la sísmica 3D (Constable, 2010).

Las compañías tuvieron éxito y demostraron que datos CSEM marinos pueden ser utilizados para detectar anomalías de resistividad asociadas a yacimientos de hidrocarburos a varios kilómetros de profundidad. Después de los levantamientos de prueba a inicios de los 2000 por Statoil y ExxonMobil, en el año 2002 se formó la compañía EMGS (Electromagnetic Geoservices) para comercializar esta tecnología. Entre las compañías proveedoras del servicio de esta tecnología son AOA Geomarine Operations (AGO), propiedad de Schlumberger, Petroleum Geo-Services (PGS), PetroMarker, Rock Solid Images (RSI); así como universidades que han desarrollado sus propias tecnologías basadas en los mismos principios básicos (Constable, 2010).

Estas tecnologías se aplican en la exploración petrolera como una herramienta complementaria de los métodos geofísicos. Estas reducen los riesgos de exploración de hidrocarburos al proporcionar información de las propiedades eléctricas del subsuelo. Los métodos EM marinos tienen la capacidad de detectar las variaciones de conductividad en el subsuelo marino con respecto a la profundidad y una cobertura análoga a la sísmica en lo que respecta a la adquisición de datos. Comparados con la sísmica y los registros de

pozo, los métodos EM marinos tienen menor resolución vertical. Aun así, los métodos EM marinos son sensibles a los fluidos bajo el fondo marino, siendo una alternativa mucho menos costosa, en relación con la perforación de pozos (Um y Alumbaugh, 2007) además de tener una mejor resolución comparados por ejemplo con los métodos gravimétricos (Constable, 2010).

El éxito de la aplicación de los métodos EM marinos en la exploración de hidrocarburos se basa en el hecho fundamental de que las estructuras que contienen aceite y gas se caracterizan por ser mayormente resistivas que el medio geológico donde se ubican. Los EM permiten a los geólogos distinguir entre yacimientos secos (saturados de agua salada-baja resistividad) o saturados de hidrocarburos (alta resistividad). Por lo tanto, los yacimientos petroleros representan un objetivo clave para los métodos EM. Las tecnologías EM existentes en la exploración geofísica marina son los métodos magnetoteléuricos marinos (MMT) de fuente natural y los métodos EM marinos de fuente controlada (MCSEM) que operan en el dominio de la frecuencia y en el dominio del tiempo.

Debido a la complejidad legal de trabajar con datos reales, la tesis se enfocó en la inversión de datos sintéticos con el fin de comprobar la sensibilidad del método a una capa resistiva homogénea dentro de una estructura geológica compleja en forma de un anticlinal. El algoritmo del modelado considera la isotropía vertical transversal (VTI) y en presencia de geologías muy complejas como un anticlinal, el principio de que la resistividad/conductividad varía solo verticalmente no es del todo cierto. Es por ello que las respuestas obtenidas servirán para interpretar mejor futuras inversiones reales con características estructurales similares.

Después de hacer una revisión de la teoría EM y del funcionamiento del método CSEM marino, se muestra de forma sencilla y clara, el flujo de trabajo para el modelado de datos sintéticos y lo necesario para realizar la inversión sintética: Para obtener los datos sintéticos se utilizó un software especializado en EM marinos. Así mismo fue necesaria la creación de un modelo sintético para crear los datos sintéticos a partir de un modelado directo. Los datos sintéticos fueron preparados para la inversión sintética mediante la inserción de ruido sintético basado en el caso real.

Se inició con dos inversiones 2.5D antes de definir el modelo sintético en 3D que se utilizaría para los datos sintéticos en las inversiones 3D. Finalmente los modelos de resistividad invertidos fueron analizados con una serie de propiedades para comprobar de manera cualitativa la sensibilidad del método en una geología compleja.

2. PRINCIPIOS FUNDAMENTALES DE TEORÍA ELECTROMAGNÉTICA

2.1 CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS (EM)

En general, los métodos EM son utilizados para mapear las propiedades eléctricas en las rocas del subsuelo. 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).

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 (E_x , E_y , E_z , H_x , H_y y H_z). Esta información se registra, se procesa e interpreta para obtener las variaciones de la conductividad del medio geológico que atravesaron las ondas electromagnéticas.

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).

Tabla 2-1 Clasificación de Métodos EM

Tipo de corriente	Corriente Alterna (CA) Corriente Continua (CC, métodos eléctricos)
Geometría	Distintos arreglos fuente-receptor para la medir propiedades EM en 1D, 2D, 3D.
Medio	Tierra, aire, mar, pozos
Fuente	Natural (técnicas pasivas) Artificial (técnicas activas)
Dominio	Transitorio (tiempo) Frecuencias
Tipo de onda	Sinusoidal Cuadrada Cuadrada moldeada
Rango	10kHz/20cm – 10 ⁻⁷ Hz/1600km

La respuesta EM, que es medida en el o los receptores, puede ser inducida ya sea por fuentes naturales (técnicas pasivas) o por fuentes artificiales o controladas (técnicas activas). La mayoría de los sistemas EM emplean una fuente/transmisor activo; la geometría del arreglo fuente-receptor y las frecuencias a usar en la adquisición de datos (Swift, 1988) se diseñan en función de los objetivos a estudiar. Los métodos EM de fuente controlada (CSEM, Controlled-Source Electromagnetic Methods), como su nombre lo dice, pertenecen a la clasificación de técnicas activas. El método a analizar es el Método de Fuente Controlada Marina (MCSEM o Marine CSEM) en el dominio de la frecuencia con un dipolo eléctrico horizontal como fuente. Este método EM marino también es conocido como registro del fondo marino “SBL” por sus siglas en inglés (Sea Bed Logging) pero en esta tesis será referido como MCSEM o CSEM marino.

Los campos naturales MT y de audiofrecuencia magnética (AFMAG) son considerados como fuentes de “onda plana”, debido a que la distancia fuente-receptor es muy grande por lo que el comportamiento del campo EM, lejos de la fuente, permite hacer simplificaciones matemáticas en donde el frente de ondas EM es tratado como una onda plana y uniforme que incide a la tierra de forma vertical, entonces la ubicación de la fuente puede ser ignorada ($J=0$).

Cuando el efecto de la fuente no puede ser ignorado debido a que la distancia fuente-receptor no es lo suficientemente grande se dice que se trabaja en el campo cercano. En los métodos de frecuencia muy baja (VLF) y audio MT de fuente controlada (CSAMT), una fuente controlada es utilizada para simular una fuente de onda plana. Esta suposición generalmente se mantiene para VLF. En CSAMT, a medida que la separación receptor-transmisor se reduce en las bajas frecuencias, el campo se convierte en “campo cercano” en vez de “campo lejano” y el transmisor actúa como una fuente local de EM en vez de una fuente MT (onda plana). En el caso de los métodos marinos de fuente controlada (MCSEM), se utiliza una fuente controlada que trabaja en el campo cercano, el efecto de la fuente se debe considerar ya que es registrado junto con la señal de interés que proviene del subsuelo.

Las configuraciones del arreglo se seleccionan previas a la aplicación en un estudio de sensibilidad donde se analiza si el método a utilizar será sensible a los objetivos. El diseño de adquisición está en función de los objetivos, la conductividad del medio, el “ruido geológico” presente en el área de estudio y cualquier factor que afecte la sensibilidad del método. Dependiendo de en cuantas direcciones se mida la variación de la propiedad eléctrica, generalmente resistividad o su inversa la conductividad eléctrica, podemos tener: un “sondeo” cuando se mide la variación de la resistividad con la profundidad, “perfilaje” para medir la variación de la resistividad de un perfil a determinada profundidad y/o tomografía (2D o 3D) para medir la distribución de la resistividad entre dos puntos (fuente-receptor) en el sentido horizontal y/o tridimensional.

Mientras que en las técnicas de corriente directa la profundidad de investigación es controlada en función de la geometría (separación fuente-receptores); en las técnicas de corriente alterna una profundidad de investigación más profunda puede obtenerse al usar bajas frecuencias (dependiendo de las propiedades eléctricas EM del medio) con la desventaja de disminuir la resolución. La propagación de ondas electromagnéticas en el subsuelo está definida por la ecuación de difusión, no la ecuación de onda. Las ondas EM se atenúan significativa y dispersivamente, así que la resolución análoga a la sísmica es imposible (Swift, 1988).

Al inicio de la aplicación de los métodos EM en el dominio de la frecuencia se utilizaba una forma de onda sinusoidal, o una onda cuadrada de frecuencia fundamental equivalente, con diferentes frecuencias. Las ondas de forma cuadradas son más comunes en la nueva instrumentación digital. Las ondas cuadradas tienen la ventaja de transferir máxima energía bajo la superficie porque la corriente del transmisor está corriendo al máximo de su amplitud todo el tiempo. La desventaja está en que la mayoría de la energía transmitida se encuentra en el primer armónico lo que alarga el tiempo de adquisición al tener que hacer mediciones con distintas ondas cuadradas para tener varias frecuencias en los datos. En MCSEM se utilizan ondas de forma cuadrada y para evitar que la energía sea transmitida en el primer armónico Mittet (2008) propone un método para moldear ondas en donde la onda cuadrada tenga cantidades sustanciales de energía a múltiples frecuencias para obtener un contenido de frecuencias deseables en una sola adquisición de datos (Constable, 2010).

La mayoría de la teoría EM para las aplicaciones geofísicas se desarrolló en el dominio de la frecuencia (Ward, 1967) y (Grant y West, 1965). La medición de un componente del campo EM está expresada como la amplitud o un desplazamiento de fase (phase shift) (relativa al campo primario), o como las componentes en fase (real) o fuera de fase (cuadratura). Otros métodos, como el sistema airborne EM y algunos sistemas terrestres, miden el decaimiento transitorio del campo secundario, después de apagar/desconectar el campo primario.

La medición en el dominio del tiempo, realizada en la ausencia del campo primario, cuando la corriente en el transmisor se apaga, ofrece ventajas prácticas sobre la medición en el dominio de la frecuencia. En el dominio de la frecuencia, si el campo primario es mayor que el campo secundario, será difícil distinguir el

campo secundario con la información útil de la adquisición. Teóricamente, una medición en tiempo del campo secundario posee el mismo contenido de información útil que la respuesta en el dominio de la frecuencia, obtenida de muchas mediciones separadas y que lleva más tiempo medir. Sin embargo, la medición en tiempo es de banda ancha y por lo tanto más susceptible al ruido (telúrico) que puede ser filtrado mejor en el dominio de frecuencias.

Un ambiente conductivo obliga que un sistema EM opere en bajas frecuencias o en tiempos más largos, donde la relación señal-ruido se deteriora. La medición directa del campo secundario en TEM evita la contaminación causada por el error de eliminación del campo primario en los métodos FEM (Swift, 1988). Sin embargo, una ventaja de los métodos marinos de CSEM es que el ambiente es muy tranquilo en términos de ruido ambiental, a pesar de que la magnitud de los campos EM sea menor que la de los métodos terrestres. En MCSEM se toman las mediciones en tiempo y se trabaja con ellas en el dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier. El conjunto de datos medidos en los receptores, ya transformados al dominio de la frecuencia, permite el desarrollo de una relación de amplitud vs desplazamiento para cada componente del campo EM medido en donde la resistividad afecta la forma de las curvas.

Otra dificultad para clasificar los métodos EM es que existen varios mecanismos que afectan la propagación del campo EM, lo atenúan y producen cambios en la amplitud y fase de sus componentes (Figura 2-1): El primero, es la dispersión geométrica del transmisor, que en el límite de muy bajas frecuencias no es más que el decaimiento característico del dipolo $1/r^3$, familiar en los métodos eléctricos. El segundo, es el efecto galvánico asociado con una corriente que cruza una frontera de dos medios con conductividad distinta. La componente normal de la corriente debe ser continua en el interfaz entre ambos medios, debido a la conservación de la carga. La ley de Ohm ($J = \sigma E$) ayuda a entender mejor este fenómeno al tener que ser J (la densidad de corriente) igual en la interfaz; si cambia la conductividad del medio, la magnitud del campo eléctrico debe compensar este cambio. De nuevo este es un comportamiento característico de las bajas frecuencias y los métodos eléctricos y al igual que los efectos geométricos, no tiene cambios asociados a la fase.

El proceso de atenuación inductiva y desplazamiento de fase se produce cuando las profundidades nominales (skin depths) son comparables con la distancia sobre la cual ha viajado la energía EM (Constable, 2010).

Finalmente, los diversos sistemas EM dan parámetros finales que varían en su facilidad de comprensión e interpretación. En donde la geometría, posición y propiedades del objetivo serán interpretadas o invertidas a través de ellos. En CSEM marino, se obtienen la magnitud y fase de las componentes de campos E y M. Para poder analizar una anomalía deben normalizarse estas componentes respecto a una respuesta no afectada por el objetivo. Su comportamiento depende de la presencia de un resistivo. Si se encuentra

presente un resistivo, generalmente la magnitud de la componente EM aumenta mientras que la fase disminuye (Zhdanov, 2009).

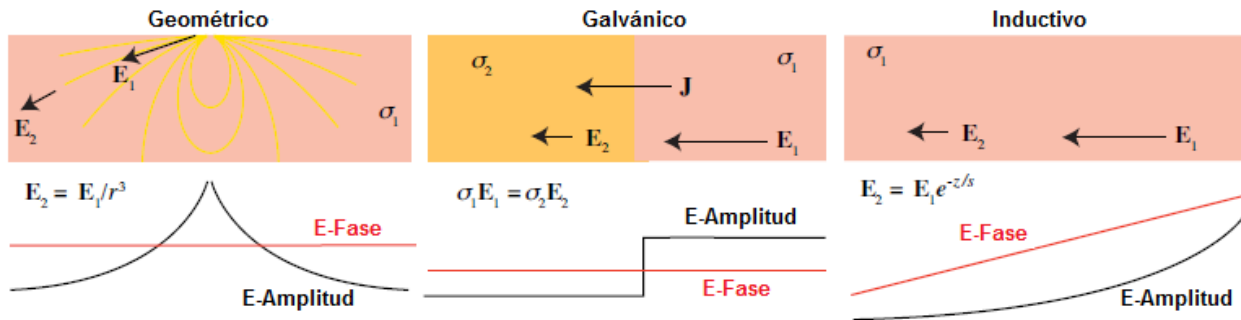


Figura 2-1 Mecanismos que modifican la amplitud y fase de las señales CSEM (Modificado de Constable, 2010)

El modelado directo provee una visión para una mayor comprensión de la física de inducción EM e información para el diseño inteligente de los estudios de campo. En cambio el problema de la inversión nos da una interpretación de los datos para producir una apropiada y consistente estructura de resistividad. Sin embargo debido al espaciamiento irregular y limitado en un medio heterogéneo, a la presencia de ruido ambiental e instrumental, la última etapa de interpretación geofísica depende entre el equilibrio del entendimiento físico del fenómeno EM, las limitaciones que la geología proporciona y la experiencia (Swift, 1988).

2.2 ECUACIONES DE MAXWELL

El fenómeno electromagnético, según la evidencia experimental, es descrito por las ecuaciones de Maxwell. Estas ecuaciones son representaciones de leyes físicas y juntas relacionan el campo magnético, el campo eléctrico y sus fuentes materiales (cargas eléctricas, corriente eléctrica, polarización eléctrica y polarización magnética) (Ward y Hohmman, 1988):

$$\nabla \times \bar{e} + \frac{\partial \bar{b}}{\partial t} = 0 \quad \text{Ecuación de Faraday-Lenz} \quad 2.1$$

$$\nabla \times \bar{h} - \frac{\partial \bar{d}}{\partial t} = \bar{j} \quad \text{Ecuación de Ampère-Maxwell} \quad 2.2$$

$$\nabla \cdot \bar{d} = \rho \quad \text{Ecuación de Gauss para campos eléctricos} \quad 2.3$$

$$\nabla \cdot \bar{b} = 0 \quad \text{Ecuación de Gauss para campos magnéticos} \quad 2.4$$

Dónde:

\bar{e} es el campo eléctrico o intensidad de campo eléctrico en (V/m)

\bar{b} es el campo magnético o inducción magnética en (Wb/m^2 o Tesla)

\bar{d} es el desplazamiento dieléctrico en (C/m^2)

\bar{j} es la densidad de corriente en (A/m^2)

\bar{h} es la intensidad del campo magnético en (A/m)

ρ es la densidad de carga eléctrica en (C/m^3)

La ecuación (2.1), también conocida como ley de Faraday-Lenz, explica el fenómeno de inducción electromagnética. Un campo magnético variante en el tiempo es capaz de generar un campo eléctrico y como consecuencia aparece una fuerza electromotriz (voltaje). La fuerza electromotriz es proporcional a la rapidez con que el flujo magnético varía en el tiempo y es de signo contrario siguiendo la conservación de la energía (por la ley de Lenz).

La ecuación (2.2), también conocida como la ley de Ampère-Maxwell, explica como un campo eléctrico variante en el tiempo produce un campo magnético. Es consecuente con el principio de conservación de la carga (algo que la ley formulada por Ampere no cumplía). Las fuentes del campo magnético son las cargas en movimiento (una corriente eléctrica) y un campo eléctrico que varía en tiempo (corriente de desplazamiento).

La ecuación (2.3), también conocida como la ley de Gauss para campos eléctricos, analiza el flujo del campo eléctrico en una superficie cerrada el cual depende de la permitividad eléctrica y de la densidad de carga eléctrica, la fuente primaria del campo eléctrico. Por convención el campo eléctrico (\bar{e}) sale desde una carga si el valor del campo eléctrico es positivo.

La ecuación (2.4), también conocida como la ley de Gauss para campos magnéticos, demuestra la inexistencia del monopolio magnético. Los campos magnéticos no comienzan y terminan en cargas diferentes, a diferencia de los campos eléctricos. Sobre una superficie cerrada no será posible encerrar una fuente o un sumidero del campo ya que el flujo magnético es continuo (Al no entrar ni salir el flujo magnético el campo magnético no diverge).

Para materiales terrestres homogéneos de conductividad 10^{-4} S/m o mayor, las cargas libres ρ_e se disipan en menos de 10^{-6} s (Stratton, 1941). Así, para la prospección geofísica, en donde frecuencias menores a 10^5 Hz son usadas, $\partial \rho_e / \partial t \sim 0$, y si se toma en cuenta la divergencia de la ecuación (33.2) obtenemos

$$\nabla \cdot j = 0 \qquad 2.5$$

La ecuación (2.5) no aplica para regiones no homogéneas; en la interfaz entre dos medios distintos una carga superficial se acumula. Las ecuaciones presentadas anteriormente son las ecuaciones de Maxwell en su forma diferencial. Las formas diferenciales de las ecuaciones de Maxwell son válidas únicamente en puntos del únicamente pero son fáciles de calcular; en cambio, las formas integrales son más difíciles de calcular y son usadas primordialmente para generar condiciones de frontera (Combrinck, 2006).

2.3 RELACIONES CONSTITUTIVAS

El comportamiento de los campos electromagnéticos está controlado por 3 propiedades primarias del medio: conductividad eléctrica, permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética (Zhadanov, 2009). De estas propiedades se derivan las relaciones constitutivas, que son ecuaciones generales que relacionan el comportamiento de los campos EM con la estructura bajo la superficie de la tierra o sus propiedades (Keller, 1988). La conductividad eléctrica es la más útil de todas las propiedades físicas que caracterizan las rocas y minerales desde el punto de vista de la exploración geofísica, debido a que la conductividad de la tierra varía en varios ordenes de magnitud.

2.3.1 CONDUCTIVIDAD Y RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

La ecuación constitutiva de mayor importancia, en los métodos inductivos EM, es la ley de Ohm (2.6). Esta describe la relación lineal entre la caída del voltaje y el flujo de corriente que existe cuando un material es puesto en un campo EM.

$$\bar{J} = \underline{\sigma} \cdot \bar{E} \quad 2.6$$

Donde \bar{J} es la densidad de corriente, o el flujo de corriente en una sección transversal, y \bar{E} es la intensidad del campo eléctrico, o la caída del voltaje entre dos puntos estrechamente espaciados. La constante de proporcionalidad $\underline{\sigma}$ es el tensor de la conductividad eléctrica, la capacidad de un material para permitir el paso de una corriente eléctrica. La conductividad es medida en siemens por metro ($S \cdot m^{-1}$) o $\Omega^{-1} \cdot m^{-1}$. En un caso general, $\underline{\sigma}$ debe ser un tensor de rango 3, que en coordenadas cartesianas tendrá los nueve componentes (2.7):

$$\underline{\sigma} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad (2.7)$$

El tensor se simplifica cuando dos de las direcciones ortogonales se encuentran en la dirección de máxima y mínima conductividad (las direcciones principales del tensor) (2.8) y los términos fuera de la diagonal principal se vuelven cero.

$$\underline{\sigma} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & \mathbf{0} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \sigma_{yy} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \sigma_{zz} \end{vmatrix} \quad (2.8)$$

Si el sistema de coordenadas está arbitrariamente orientado, los términos fuera de la diagonal tendrán valores iguales simétricamente; e.g. $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$.

En materiales isotrópicos, los tres valores de la diagonal son iguales y la conductividad es una cantidad escalar. De igual forma, el vector de campo eléctrico y el de densidad de corriente son colineales; la corriente viaja a lo largo de la dirección del campo \bar{E} aplicado. Si se asume una isotropía transversal con

el eje de simetría en la vertical (ITV), (2.9) nos permitimos una conductividad diferente horizontalmente σ_h y verticalmente σ_v .

$$\underline{\sigma} = \begin{vmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \sigma_h & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_h & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_v \end{vmatrix} \quad (2.9)$$

Siendo $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_h$

En los materiales anisotrópicos, los tres valores en la diagonal principal son diferentes ($\sigma_{xx} \neq \sigma_{yy} \neq \sigma_{zz}$), la densidad de corriente no necesariamente viajara en la misma dirección que el campo E. La coincidencia de direcciones ocurre cuando el campo eléctrico esta direccionado en una de las direcciones principales del tensor de conductividad.

La anisotropía es intrínseca cuando existe dependencia de la conductividad respecto a la dirección en un nivel molecular. Sin embargo puede presentarse la anisotropía estructural, que es cuando un agregado de minerales isotrópicos en una roca exhibe una dependencia de conductividad promedio en la dirección el campo eléctrico, pareciendo ser una anisotropía en volumen (Zhdanov, 2009).

La inversa de la conductividad, la resistividad ($\underline{\rho} = 1/\underline{\sigma}$), es la capacidad de un material a no permitir el paso de una corriente eléctrica y sus unidades son los ohms por metro ($\Omega \cdot m$).

2.3.2 PERMITIVIDAD ELÉCTRICA

Maxwell buscaba explicar la transferencia de una corriente alterna en un circuito discontinuo como los capacitores. La ecuación constitutiva que relaciona la intensidad del campo eléctrico \bar{E} con el campo de desplazamiento eléctrico \bar{D} (2.10) es:

$$\bar{D} = \underline{\epsilon} \cdot \bar{E} \quad 2.10$$

Esta ecuación define otra propiedad del medio $\underline{\epsilon}$ la permitividad eléctrica, que puede entenderse como la capacidad de los electrones de un medio para alinearse ante un campo externo, polarizarse (Zhdanov, 2009). Al igual que la conductividad, la permitividad eléctrica es un tensor y la mayoría de las rocas y minerales son anisotrópicos; pero por el contrario, la permitividad eléctrica tiene un valor bien definido de 8.854×10^{-12} faradios por metro [F/m] en el vacío.

Según la teoría clásica de materiales dieléctricos, el desplazamiento es atribuido al movimiento de los electrones, núcleos y moléculas polares que de estar en posiciones de equilibrio se desplazan cuando se encuentran bajo el efecto de un campo eléctrico. Se polarizan. Las cargas se separan hasta que la fuerza de Coulomb entre ellas equilibra la fuerza del campo eléctrico aplicado.

Procesos similares al del desplazamiento ocurren por otras razones, incluyendo la ocurrencia de reacciones químicas que guarden energía durante el flujo de corriente. Estos procesos tienden a ocurrir a bajas

frecuencias y son de gran interés en prospección geofísica ya que además de formar las bases del método inducción polarizada se requieren tomar en cuenta en mediciones de alta precisión (Keller, 1988).

2.3.3 PERMEABILIDAD MAGNÉTICA

La tercera de las ecuaciones constitutivas principales (2.11) que juegan un rol en la aplicación de las ecuaciones de Maxwell es la que relaciona la fuerza del campo magnético (\vec{H}) y la inducción magnética (\vec{B}):

$$\vec{B} = \underline{\mu} \cdot \vec{H} \quad 2.11$$

$\underline{\mu}$ es el tensor de la permeabilidad magnética, la capacidad de un material para dejar pasar a través de él un campo magnético. La unidad de la fuerza del campo magnético es el Amperio por metro (A/m) mientras que la unidad de la inducción magnética es el Weber por metro cuadrado (Wb/m²) o tesla, que es el número de líneas de flujo por metro cuadrado.

La permeabilidad magnética es un tensor de grado 3, al igual que la conductividad y la permeabilidad magnética, y generalmente es anisotrópica. A diferencia de la permitividad eléctrica y la conductividad que son consideradas propiedades independientes a la potencia de los campos aplicados en exploración geofísica, la permeabilidad magnética puede tener una complicada dependencia con la potencia del campo magnético. Si no hay materiales presentes, la permeabilidad magnética toma el valor de $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ henries por metro en el vacío (Zhdanov, 2009).

Los tensores están en función de la frecuencia angular, la intensidad del campo eléctrico o la intensidad del campo magnético, la posición, el tiempo, la temperatura y la presión. Para simplificar el análisis y tener solo escalares, en lugar de tensores, se hacen las siguientes asunciones para un medio no dispersivo en el dominio del tiempo (Ward y Hohmman, 1988):

- a) Todos los medios son lineales, isotrópicos, homogéneos y poseen propiedades eléctricas que son independientes del tiempo, temperatura o presión.
- b) Se asume que la permeabilidad magnética μ es la del vacío ($\mu = \mu_0$).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad 2.12$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad 2.13$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad 2.14$$

- c) Las propiedades físicas definidas por las tres relaciones constitutivas se combinan para formar una sola característica del medio, la constante de propagación k . Este determina el comportamiento de como viajan las ondas EM en un medio conductivo (Keller, 1988).

Al aplicar la transformada de Fourier en una dimensión (1D) y las relaciones constitutivas, se obtienen las leyes de Faraday y Ampère en el dominio de la frecuencia (Ward y Hohmman, 1988):

$$\nabla \times \bar{E} = -i\omega\mu\bar{H} \quad 2.15$$

$$\nabla \times \bar{H} = (\sigma + i\omega)\bar{E} \quad 2.16$$

Las letras mayúsculas son usadas para funciones expresadas en el dominio de la frecuencia, mientras que las minúsculas son usadas para funciones expresadas en el dominio del tiempo.

2.3.4 PROPIEDADES DE LAS ROCAS (LEY DE ARCHIE)

Las rocas al ser agregados de uno o más minerales se esperaría que sus propiedades fueran una combinación de las propiedades de los agregados minerales, sin embargo, esto no sucede debido a la presencia de agua en los poros de las rocas. El agua tiene un gran efecto en el comportamiento de la conductividad y la permitividad eléctrica en las rocas, aun en pequeñas cantidades (Keller, 1988).

El agua destilada es relativamente poco conductora pero está caracterizada por un alto valor de permitividad eléctrica. A relativamente altas frecuencias, la conductividad y la permitividad eléctrica muestran dispersión, ambas propiedades varían con la frecuencia. La dispersión en ambas propiedades es causada por un mismo proceso, la polarización molecular. En el agua, la polarización molecular es importante debido a la distribución asimétrica de la densidad de electrones en la molécula. La molécula del agua tiene un momento dipolar permanente que al aplicar un campo eléctrico tiene que rotar para alinear su momento con la dirección del campo. Durante la rotación, una corriente de desplazamiento ocurre, y cargas de desplazamiento dieléctrico acompañan al proceso (Hasted, 1961) y (Eisenberg y Kauzman 1969).

El agua es un solvente y en la naturaleza existe como un electrolito con considerable cantidad de iones que aumentan la conductividad. El agua subterránea, la cual llena el espacio de los poros en la roca, es un electrolito con una gran cantidad de sales en solución. Las aguas subterráneas más comunes son: las aguas fósiles (ricas en cloruro de sodio en solución) y las aguas carbonatadas (con carbonatos y calcio en solución).

La conductividad de un electrolito depende de la movilidad y el número de iones en solución. La movilidad está determinada por la fricción viscosa del movimiento de los iones que a su vez dependen de la temperatura y la presión. Sin embargo, las aguas subterráneas neutrales se pueden caracterizar con la movilidad promedio de todas las sales en solución.

En la mayoría de las rocas, el agua es el único componente con conductividad presente pero la interacción agua-roca dificulta conocer la salinidad del electrolito líquido. En rocas arcillosas, la arcilla es considerada un mineral conductivo, aunque necesita estar húmeda para que el proceso de conducción se lleve a cabo.

En este caso la forma de la estructura del poro saturado con agua determinará la conductividad de la roca. La estructura del poro es muy complicada, la expresión que mejor satisface la conductividad de una roca saturada con agua es la atribuida a Archie (Keller, 1988):

$$\sigma = a\sigma_w W^m \quad 2.17$$

Dónde:

σ = Conductividad total de la roca.

σ_w = la conductividad del electrolito en el poro, tomando en cuenta los efectos de la presión del poro y el intercambio de iones.

W = es la fracción de volumen de agua contenida en la roca, con 100% de saturación a y m son parámetros usados para ajustar la ecuación a un tipo de roca.

Si los espacios de los poros están ocupados por otros fluidos, la ecuación puede escribirse como (Keller, 1988):

$$\sigma = a\sigma_w S^n \phi^m \quad 2.18$$

Donde S es la fracción del poro saturado con agua y ϕ es la fracción de volumen. Las estructuras de los poros son complicadas en forma y difíciles de describir geoméricamente, sin embargo, se pueden reconocer tres geometrías diferentes:

1. espacio intergranular en rocas sedimentarias.
2. fractura, diaclasa, microgrietas en rocas cristalinas.
3. estructuras poco interconectadas (vugs).

La porosidad en una fractura resultara en una conductividad más alta de las tres geometrías debido a la forma simple de los espacios vacíos mientras que las estructuras poco interconectadas resultaran en una conductividad baja debido a una mayor complejidad en los espacios vacíos (Keller,1988). La tabla 2-1 resume de manera general, el valor de los parámetros a y m usados en la ecuación de Archie según las propiedades de las rocas descritas en la columna de la izquierda de la tabla.

Tabla 2-2 Parámetros a y m , en la ecuación de Archie, según las propiedades de las rocas (Keller, 1988).

Descripción de la roca	a	m
Rocas detríticas pobremente cementadas, tales como arenas, areniscas y algunas lutitas. Con porosidad que varía de un 25% a un 45%, usualmente de edad Terciaria.	0.9	1.4
Rocas sedimentarias moderadamente bien cementadas, incluyendo areniscas y lutitas, con porosidad que varía de 18% a 35%, usualmente de edad Mesozoica.	0.6	1.7
Rocas sedimentarias bien cementadas con una porosidad que varía de 5% a 25%, usualmente de edad Paleozoica.	0.6	2
Rocas volcánicas altamente porosas, como tobas, con porosidad en rangos de 20% a 80%.	3.5	1.4
Rocas con porosidad menor a 4%, incluyendo rocas ígneas densas y rocas sedimentarias metamorizadas.	1.4	1.6

2.4 ECUACIONES DE ONDA EM

Maxwell no solo demostró que los fenómenos del campo eléctrico y el campo magnético estaban entrelazados y formaban un campo electromagnético, si no que las ecuaciones que rigen su comportamiento predecían una generación de ondas en el espacio cuando ambos campos interactuaban entre sí. Una manera sencilla de analizar este comportamiento para así obtener una solución a la ecuación de onda EM es usar el comportamiento cuasi-estático en una sola dimensión (tomando en cuenta una propagación a profundidad en la dirección z) de las ecuaciones. Siguiendo el análisis de Ward y Hohmann (1988), para obtener las ecuaciones de onda en el dominio del tiempo, se calcula el rotacional de (2.1) y (2.2):

$$\nabla \times (\nabla \times \bar{e}) + \nabla \times \left(\frac{\partial \bar{b}}{\partial t} \right) = 0 \quad 2.19$$

$$\nabla \times (\nabla \times \bar{h}) - \nabla \times \left(\frac{\partial \bar{d}}{\partial t} \right) = \nabla \times \bar{j} \quad 2.20$$

Al tomar en cuenta las relaciones constitutivas de un medio no dispersivo (2.12- 2.14):

$$\nabla \times (\nabla \times \bar{e}) + \nabla \times \left[\frac{\partial}{\partial t} (\mu \bar{h}) \right] = 0$$

$$\nabla \times (\nabla \times \bar{h}) - \nabla \times \left[\frac{\partial}{\partial t} (\epsilon \bar{e}) \right] = \nabla \times (\sigma \bar{e})$$

Se reduce:

$$\nabla \times \nabla \times \bar{e} + \mu \nabla \times \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0 \quad 2.21$$

$$\nabla \times \nabla \times \bar{h} - \epsilon \nabla \times \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = \sigma \nabla \times \bar{e} \quad 2.22$$

Siempre y cuando las funciones vectoriales \bar{h} y \bar{e} sean continuas por partes y posean primera y segunda derivadas continuas entonces $\nabla \times$ y $\partial/\partial t$ pueden ser intercambiadas para que (2.21) y (2.22) Sean

$$\nabla \times \nabla \times \bar{e} + \mu \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \bar{h}) = 0 \quad 2.23$$

$$\nabla \times \nabla \times \bar{h} - \varepsilon \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \bar{e}) = \sigma \nabla \times \bar{e} \quad 2.24$$

Donde $\nabla \times \bar{h}$ y $\nabla \times \bar{e}$ están dadas por las ecuaciones (2.1) y (2.2) entonces (2.23) y (2.24) se convierten fácilmente en

$$\nabla \times \nabla \times \bar{e} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \bar{e}}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = 0 \quad 2.25$$

$$\nabla \times \nabla \times \bar{h} + \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \bar{h}}{\partial t^2} + \mu \sigma \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0 \quad 2.26$$

Al aplicar la identidad vectorial: $\nabla \times \nabla \times \bar{a} \equiv \nabla \nabla \cdot \bar{a} - \nabla^2 \bar{a}$, expandir el primer término y considerar que el segundo término en regiones homogéneas es $\nabla \cdot \bar{e} = 0$ y $\nabla \cdot \bar{h} = 0$. Se obtienen las ecuaciones para el campo eléctrico y magnético, en el dominio del tiempo:

$$\nabla^2 \bar{e} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \bar{e}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = 0 \quad 2.27$$

$$\nabla^2 \bar{h} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \bar{h}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0 \quad 2.28$$

El análisis se simplifica en el dominio de la frecuencia ya que se asume que el campo \bar{E} y \bar{H} tienen una variación armónica en el tiempo. Al calcular la transformada de Fourier de (2.27) y (2.28) con respecto del tiempo (usando la transformada directa con el signo negativo $e^{-i\omega t}$) se obtienen las ecuaciones para los campos eléctrico y magnético en el dominio de la frecuencia, mejor conocidas como las ecuaciones de Helmholtz en \bar{E} y \bar{H} .

$$\nabla^2 \bar{E} + (\mu \varepsilon \omega^2 + i \mu \sigma \omega) \bar{E} = 0 \quad 2.29$$

$$\nabla^2 \bar{H} + (\mu \varepsilon \omega^2 + i \mu \sigma \omega) \bar{H} = 0 \quad 2.30$$

O bien si se usa la constante de propagación $k^2 = \mu \varepsilon \omega^2 + i \mu \sigma \omega$ 2.31

$$\nabla^2 \bar{E} + k^2 \bar{E} = 0 \quad 2.32$$

$$\nabla^2 \bar{H} + k^2 \bar{H} = 0 \quad 2.33$$

De (2.29) a (2.33) μ , ε y σ están en función de la frecuencia.

En frecuencias bajas (menores a 10^5 Hz) los campos varían relativamente poco en tiempo, sucede que $\mu \varepsilon \omega^2 \ll i \mu \sigma \omega$ y las corrientes de desplazamiento son mucho menor que las corrientes de conducción. Entonces la segunda derivada carece de relevancia en (2.27) y (2.28) al igual que la parte real de k^2 , $\mu \varepsilon \omega^2$ en (2.32 y 2.33). Las ecuaciones se pueden reescribir:

$$\nabla^2 \bar{e} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = 0 \quad 2.34$$

$$\nabla^2 \bar{h} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0 \quad 2.35$$

$$\nabla^2 \bar{E} + i\mu\sigma\omega \bar{E} = 0 \quad 2.36$$

$$\nabla^2 \bar{H} + i\mu\sigma\omega \bar{H} = 0 \quad 2.37$$

Donde $k = (i\mu\sigma\omega)^{1/2}$ es la constante de propagación 2.38

Las ecuaciones (2.34) a (2.38) representan la propagación de un campo EM en un medio conductivo como difusión EM o como un comportamiento cuasi-estático. Su importancia yace en que el comportamiento que describen es característico en la mayoría de las técnicas geoelectricas de exploración, y ayudan a entender la falta de resolución de los métodos prospectivos electromagnéticos.

Además, al excluir los términos de la segunda derivada con respecto al tiempo, ya no se tiene un término que incluya el vector de desplazamiento D ($\bar{D} = \epsilon \bar{E}$) o la permitividad eléctrica ϵ por lo que se puede decir que en el régimen cuasi-estático, los campos electromagnéticos son independientes de las propiedades dieléctricas del medio.

Si se toma en cuenta la dimensionalidad 1-D (variación en z , a profundidad) se pueden reescribir:

$$\frac{\partial^2 \bar{e}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = 0 \quad 2.39$$

$$\frac{\partial^2 \bar{h}}{\partial z^2} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} = 0 \quad 2.40$$

$$\frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial z^2} + i\mu\sigma\omega \bar{E} = 0 \quad 2.41$$

$$\frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial z^2} + i\mu\sigma\omega \bar{H} = 0 \quad 2.42$$

La ecuación (2.27) explica la resolución de los métodos marinos de CSEM y MT al permitir una comparación con los demás métodos geofísicos (sísmico y potenciales: gravimetría, magnetometría, eléctricos). La primera derivada, el término con σ , es el término de atenuación que desaparece en el vacío y en la atmosfera cuando $\sigma \approx 0$. La ecuación de onda sin atenuación que es familiar para los sismólogos. La resolución vertical de la onda de propagación es proporcional a la inversa de la longitud de onda y una onda lleva información acumulada a lo largo de su trayectoria. Entonces mientras la dispersión geométrica y la atenuación no impidan la detección, una onda sísmica tiene una resolución similar a profundidad como en superficie (Constable, 2010).

Sin embargo, en rocas donde σ es típicamente 10^9 veces más grande que ε , el término de atenuación domina hasta que la frecuencia es lo suficientemente grande para que el término de la segunda derivada sea significativo. Para el radar de penetración terrestre, que opera a frecuencias alrededor de 100 MHz, el primer término es suficientemente grande para proporcionar la propagación de onda, aunque el término de atenuación evita una penetración mayor a unas decenas de metros aun en un terreno relativamente resistivo. A frecuencias relevantes para MCSEM (0.1 a 10 Hz) y en MT (0.0001 a 1 Hz), la segunda derivada es lo suficientemente pequeño para despreciarse y la ecuación de onda amortiguada se reduce a la ecuación de difusión (2.34): $\nabla^2 \bar{e} = \mu\sigma \frac{\partial \bar{e}}{\partial t}$ (Constable, 2010).

2.5 CONDICIONES DE FRONTERA

El campo electromagnético medido es el campo resultante, la suma del campo primario y el campo secundario. Siendo que el campo primario induce el campo secundario, todos los campos deben cumplir las ecuaciones de Maxwell así como las condiciones de frontera en los límites. Las condiciones de frontera se derivan de las formas integrales de las ecuaciones de Maxwell (Ward y Hohmman, 1988):

La componente normal B_n de \bar{B} es continua a través de la interfase que separa al medio 1 del medio 2:

$$B_{n_1} = B_{n_2} \quad 2.43$$

La componente normal D_n de \bar{D} es discontinua en la interfase debido a la acumulación de la densidad de carga superficial ρ_s :

$$D_{n_2} - D_{n_1} = \rho_s \quad 2.44$$

La componente tangencial E_t de \bar{E} es continua a través de una interfase:

$$E_{t_1} = E_{t_2} \quad 2.45$$

La componente tangencial H_t de \bar{H} es continua a través de una interfase si no hay corriente superficial:

$$H_{t_1} = H_{t_2} \quad 2.46$$

La componente normal de J_n de \bar{J} es continua a través de una interfase:

$$J_{n_1} = J_{n_2} \quad 2.47$$

Estrictamente, estas condiciones aplican únicamente a corriente directa pero se satisfacen también para materiales terrestres hasta 10^5 Hz, cuando las corrientes de desplazamiento pueden ser despreciadas.

2.6 SOLUCIÓN DE LA ECUACIÓN DE ONDA EM

Con la teoría básica cuasi-estacionaria en campos EM se puede examinar la propagación de ondas EM en un medio homogéneo. Para entender la propagación de ondas EM es útil considerar las ondas planas, las cuales proveen consideraciones que simplifican los cálculos en la teoría asintótica de rayos. Muchos

problemas que involucran ondas esféricas o cilíndricas pueden simplificarse al expandir las ondas hacia el espectro de ondas planas (Sommerfeld, 1909) y (Weyl, 1919).

Para encontrar la solución para las ecuaciones de difusión, puede considerarse la propagación de una onda plana que viaja en un medio homogéneo con dirección positiva en z sin tomar en cuenta sus fuentes. Una de las soluciones de la ecuación de onda parte de la dependencia sinusoidal en tiempo $e^{-i\omega t}$. Las ecuaciones (2.34) a (2.37) son ecuaciones diferenciales de segundo orden cuyas soluciones, para el campo eléctrico y para el campo magnético, son (Zhdanov, 2009):

$$\bar{e} = \bar{e}^+ e^{i(kz-\omega t)} + \bar{e}^- e^{-i(kz-\omega t)} \quad 2.48$$

$$\bar{h} = \bar{h}^+ e^{i(kz-\omega t)} + \bar{h}^- e^{-i(kz-\omega t)} \quad 2.49$$

Al ser k un número complejo se escribe

$$k = \alpha + i\beta \quad 2.50$$

$$\text{Y la exponencial } e^{ikz} = e^{-\beta z} e^{i\alpha z} \quad 2.51$$

En donde α y β son reales y están dadas por:

$$\alpha = \omega \left\{ \frac{\mu\epsilon}{2} \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2\omega^2} \right)^{1/2} + 1 \right] \right\}^{1/2} \quad 2.52$$

$$\beta = \omega \left\{ \frac{\mu\epsilon}{2} \left[\left(1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2\omega^2} \right)^{1/2} - 1 \right] \right\}^{1/2} \quad 2.53$$

Donde α es la constante de fase y es la única variable que incide en la parte imaginaria de la onda, mientras que β es la constante de amplitud o atenuación, la única variable que incide en la parte real de la onda.

En prospección electromagnética se considera que las corrientes de conducción dominan sobre las corrientes de desplazamiento, por lo que α y β son cantidades reales idénticas:

$$\alpha = \beta = \left(\frac{\omega\mu\sigma}{2} \right)^{1/2} \quad 2.54$$

Entonces las soluciones de las ecuaciones (2.48) y (2.49), que decaen en la dirección positiva z pueden escribirse:

$$\bar{e} = \bar{e}^+ e^{i\alpha z} e^{-\beta z} e^{-i\omega t} \quad 2.55$$

$$\bar{h} = \bar{h}^+ e^{i\alpha z} e^{-\beta z} e^{-i\omega t} \quad 2.56$$

Donde \bar{e}^+ y \bar{h}^+ son los vectores constantes complejos de los campos \bar{e} y \bar{h} (2.57) y (2.58) mientras que los términos en exponencial describen la dependencia de la onda con el tiempo t , la frecuencia ω , la profundidad z y las propiedades EM del medio.

$$\bar{e}^+ = \bar{e}_0^+ e^{i\phi} \quad 2.57$$

$$\bar{h}^+ = \bar{h}_0^+ e^{i\phi} \quad 2.58$$

Al reescribir (2.55 y 2.56)

$$\bar{e} = \bar{e}_0^+ e^{i\phi} e^{i\alpha z} e^{-\beta z} e^{-i\omega t} \quad 2.59$$

$$\bar{h} = \bar{h}_0^+ e^{i\phi} e^{i\alpha z} e^{-\beta z} e^{-i\omega t} \quad 2.60$$

2.6.1 LONGITUD DE ONDA Y VELOCIDAD DE FASE EM

Al reacomodar las ecuaciones (2.59) y (2.60) conforme a las propiedades de la función exponencial, el teorema de Euler y se toma en cuenta que físicamente la onda EM se atenúa en la dirección a la que se propaga (Zhdanov, 2009):

$$\bar{e} = \bar{e}_0^+ e^{-\beta z} e^{i(\phi + \alpha z - \omega t)} = \bar{e}_0^+ e^{-\beta z} \cos(\phi + \alpha z - \omega t) \quad 2.61$$

$$\bar{h} = \bar{h}_0^+ e^{-\beta z} e^{i(\phi + \alpha z - \omega t)} = \bar{h}_0^+ e^{-\beta z} \cos(\phi + \alpha z - \omega t) \quad 2.62$$

Siendo la amplitud real de cada campo como:

$$\bar{h}_0^+ e^{-\beta z} = a(z) \quad 2.63$$

$$e_0^+ e^{-\beta z} = a(z) \quad 2.64$$

Y la fase del campo EM:

$$\phi + \alpha z - \omega t = \Phi(z) \quad 2.65$$

En cualquier instante de tiempo, la amplitud real del campo varía con z (a profundidad) cosenoidalmente pero amortiguado con la exponencial del factor de atenuación (2.61 y 2.62). La amplitud del campo está caracterizada por la longitud de onda EM $\lambda = 2\pi/\alpha$, la cual es medida en unidades de longitud. Cuanto mayor sea la longitud de onda, menor es el decaimiento de la componente del campo EM respecto a la profundidad; por el contrario, entre más corta sea la longitud de onda, más rápido se atenúa el campo EM respecto a la profundidad. Es por ello que podemos hablar de un flujo del campo y de una onda EM plana. Sin embargo, hay que recordar que en la aproximación cuasi-estacionario, el campo EM es descrito por la ecuación de difusión, no por la ecuación de onda (Zhdanov, 2009).

Un frente de onda es la superficie formada por todos los puntos que tienen la misma fase oscilatoria en una onda EM. La ecuación del frente de onda, en el caso examinado es:

$$\Phi(z) = \phi + \alpha z - \omega t = \text{constante} \quad 2.66$$

Por lo tanto:

$$z = (\omega t - \phi + \text{constante})/\alpha \quad 2.67$$

(2.66) es el frente de fase de una onda plana de propagación vertical en la tierra. Un frente de onda representa una superficie de onda electromagnética de fase constante. El frente de onda es formado cuando se unen los puntos de igual fase en rayos que se propagan desde la misma fuente. En cualquier instante de tiempo, t , el frente de fase es un plano horizontal (Zhdanov, 2009).

Para calcular la velocidad del frente, se diferencia (2.67) con respecto al tiempo:

$$v = \partial z / \partial t = \omega / \alpha \quad 2.68$$

Se sustituye α y $\rho = 1/\sigma$ en (2.68)

$$v = \frac{\omega}{\alpha} = \frac{\omega}{\left(\frac{\omega\mu}{2\rho}\right)^{1/2}} = \left(\frac{\omega^2 2\rho}{\omega\mu}\right)^{1/2} = \left(\frac{2\omega\rho}{\mu}\right)^{1/2} \quad 2.69$$

Se considera que $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ y $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$, siendo f la frecuencia temporal en Hz y T el periodo de oscilación en metros:

$$v = \left(\frac{2\omega\rho}{\mu}\right)^{1/2} = \left(\frac{4\pi\rho}{T\mu}\right)^{1/2} = (10^7 \rho/T)^{1/2} \quad 2.70$$

En (2.70) podemos apreciar que la velocidad v es más grande para valores altos de resistividad y cortos periodos de oscilación. La velocidad de una onda electromagnética esférica es la misma que en un plano de onda. Consecuentemente, una longitud de onda de una onda esférica es la misma que la de una onda plana (Zhdanov, 2009).

La ecuación (2.71) nos permite hacer una última relación: una longitud de onda en una onda EM es la distancia entre frentes de onda que estén separados en tiempo por un periodo de oscilación, λ es el producto del periodo de oscilación y la velocidad de fase (Zhdanov, 2009):

$$\lambda = vT \quad 2.71$$

2.6.2 PENETRACIÓN NOMINAL

En la aproximación cuasi-estacionaria, el término $e^{-\beta z}$ representa la atenuación de la onda electromagnética al propagarse. Al aumentar la profundidad z la exponencial se vuelve más pequeña, es decir, tiende a cero. Se conoce como penetración nominal (δ) a la atenuación que hace que la onda reduzca su amplitud, en cierto medio, por un factor $1/e$ a cierta distancia dada por (Ward y Hohmman, 1988):

$$\delta = \left(\frac{2}{\omega \mu \sigma} \right)^{1/2} \quad 2.72$$

Se sustituye ω y μ por $\omega = 2\pi f$ y $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ podemos reescribir (2.72):

$$\delta = 503 \left(\frac{1}{f\sigma} \right)^{1/2} \quad 2.73$$

Donde es más notorio que δ decrecerá rápidamente a medida que la frecuencia y la conductividad aumenten. El decaimiento de los campos EM en un medio se rige tanto por la resistividad del medio como por la frecuencia de la señal. La Tabla 2-3 muestra el comportamiento de la penetración nominal conforme se varía ya sea la frecuencia o la resistividad. La naturaleza difusa de los campos significa que los límites y las anomalías definidas con una longitud de escala inferior a una penetración nominal no son resueltas adecuadamente.

Tabla 2-3 Tabla de skin depth o penetración nominal (δ)

Frecuencia (Hz)	Resistividad (ohm-m)								
	0.3	0.7	1	2	3	5	10	20	50
0.1	871.7275	1331.586	1591.549	2250.791	2756.644	3558.813	5032.921	7117.625	11253.95
0.2	616.4044	941.5733	1125.395	1591.549	1949.242	2516.461	3558.813	5032.921	7957.747
0.3	503.2921	768.7914	918.8815	1299.495	1591.549	2054.681	2905.758	4109.363	6497.473
0.4	435.8638	665.7929	795.7747	1125.395	1378.322	1779.406	2516.461	3558.813	5626.977
0.6	355.8813	543.6176	649.7473	918.8815	1125.395	1452.879	2054.681	2905.758	4594.407
0.8	308.2022	470.7867	562.6977	795.7747	974.621	1258.23	1779.406	2516.461	3978.874
1	275.6644	421.0844	503.2921	711.7625	871.7275	1125.395	1591.549	2250.791	3558.813
1.2	251.6461	384.3957	459.4407	649.7473	795.7747	1027.341	1452.879	2054.681	3248.737
1.4	232.979	355.8813	425.3595	601.5491	736.7442	951.1327	1345.105	1902.265	3007.746
2	194.9242	297.7516	355.8813	503.2921	616.4044	795.7747	1125.395	1591.549	2516.461
5	123.2809	188.3147	225.0791	318.3099	389.8484	503.2921	711.7625	1006.584	1591.549
10	87.17275	133.1586	159.1549	225.0791	275.6644	355.8813	503.2921	711.7625	1125.395

2.7 ZONA CERCANA Y ZONA LEJANA

El campo cercano y el campo lejano son regiones del campo EM alrededor de un objeto, ya sea una antena transmisora o el resultado de la radiación dispersándose de un objeto. El comportamiento del campo cercano es no radial y domina cerca de la fuente, mientras que el comportamiento del campo lejano es

radial y domina a largas distancias lejos de la fuente. En cuanto más cerca este el campo EM de la fuente, el frente de onda se vuelve más complicado. El método MCSEM funciona en el campo cercano, la distancia entre la fuente y el receptor no es tan grande como para tomar en cuenta las simplificaciones que se hacen en zona lejana.

La distancia eléctrica que ayuda a definir en qué zona del campo EM nos encontramos es $|kR|$.

Zona cercana: $|kR| \ll 1$ 2.74

Zona intermedia: $|kR| = 1$ 2.75

Zona lejana: $|kR| \gg 1$ 2.76

En la zona cercana trabajamos con las ondas esféricas, el campo mantiene una misma magnitud a una distancia radial de la fuente como una esfera. Esta es la estructura general del campo EM producido por una fuente dipolar (Figura 2-2). La zona intermedia, es la zona de transición entre el campo cercano y el lejano. En esta zona, el campo EM de un dipolo es descrito por las ecuaciones completas mientras que en la zona cercana se pueden hacer ciertas aproximaciones al considerar que la distancia $|kR| \rightarrow 0$.

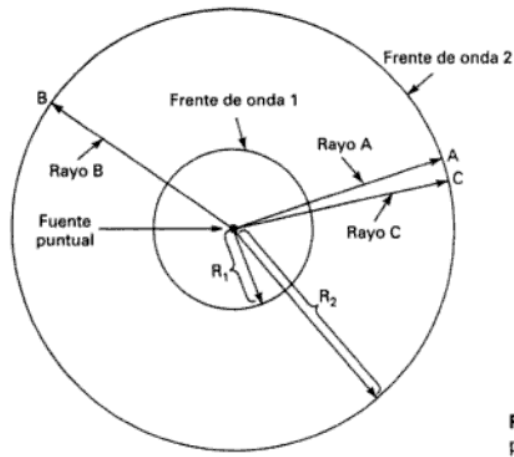


Figura 2-2 Frente de onda esférico producido por una fuente dipolar isotrópica (Wayne, 2003).

En la zona cercana el campo EM, creado por un dipolo que transmite una corriente que varía en tiempo, es formalmente el mismo al campo de un dipolo de corriente constante. En la zona lejana, donde $|kR|$ es muy grande, es necesario retener todos los términos elevados a una potencia grande. Las ondas EM esféricas a grandes distancias de la fuente presentan el mismo comportamiento que las ondas planas. A grandes distancias de la fuente se comportan localmente como ondas planas.

3 MÉTODO CSEM MARINO

El método CSEM marino surgió para contrarrestar las desventajas que presenta la aplicación marina del método MT. 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, 2013).

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 (Zhdanov, 2009).

En aguas someras: la profundidad máxima en el agua es menor de 500m, proveyendo una conductancia de hasta 750 Siemens (Zhdanov, 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 (Mittet, 2008). Orange et al. (2009) mencionan que la 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 geoelectrica 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 (Zhdanov, 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 (Zhdanov, 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 (Electromagnetic Geoservices, 2014).

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 (Zhdanov, 2009).

3.1 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 (Zhdanov, 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 (Palshin, 2007).

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).

3.1.1 MAGNITUD DE LOS CAMPOS

Las bajas magnitudes del campo magnético y del eléctrico en el ambiente marino requieren que la instrumentación sea más sensible que en tierra. Para que sea posible la medición de los campos EM en el suelo marino es necesario tener instrumentación con precisión de al menos 0.05 nT para el campo magnético y 0.01-0.02 mV/km para el campo eléctrico (Palshin, 2007). La señal de CSEM marino está por arriba del ruido MT excepto a bajas frecuencias en aguas someras donde el tirante de agua no logra atenuarlo (Constable, 2013).

Mientras que el campo magnético observado en tierra es de uno o dos órdenes de magnitud mayor que el ruido del sensor a través de todo el espectro, esto no es cierto en el suelo marino. El agua de mar funciona como un filtro pasabajos que atenúa las altas frecuencias, evita la propagación de las ondas EM de altas frecuencias (atenuación inductiva), y remueve las señales arriba de 0.1 – 30 Hz, dependiendo de la profundidad del agua. Sobre el suelo marino la atenuación magnética se extiende a periodos de hasta 10 000s o más (Constable, 2013).

3.1.2 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 (ecuaciones 2.34 - 2.38). 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 (Brady et al., 2009).

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 3-1). 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 conductoras, el campo incidente induce un flujo de corriente mayor que cancela parcialmente el campo generado por la fuente (Brady et al., 2009).

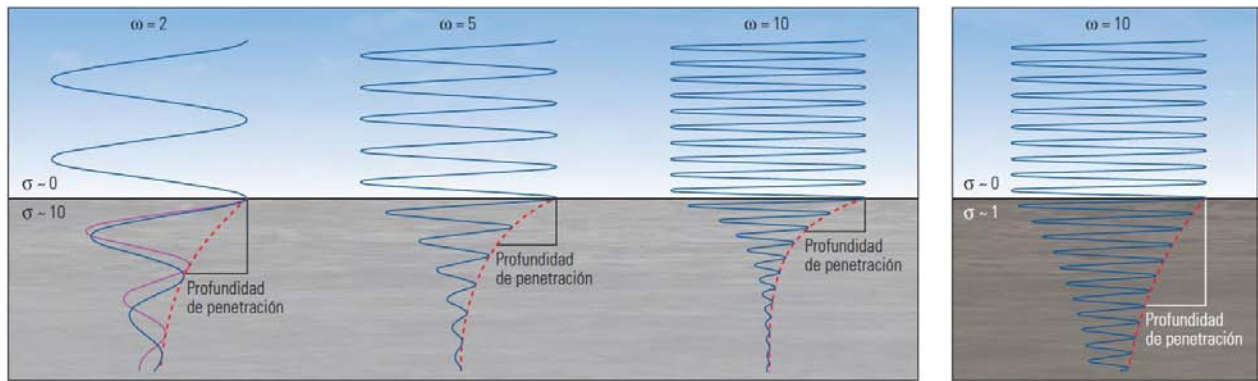


Figura 3-1 Efecto peculiar o de atenuación: un campo EM descendente (curva azul) que sale de un medio altamente resistivo (el aire) comienza a decaer cuando ingresa en un medio más conductivo (el subsuelo marino). Las ondas de frecuencia más baja (izquierda) se propagan a mayor distancia que las ondas 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) (Brady et al., 2009).

3.1.3 TEMPERATURA

La temperatura debajo de la termoclina es muy estable y cercana a 3 °C en aguas profundas (1km o más) excepto en las regiones cercanas al ártico. La estabilidad de la temperatura es una ventaja ya que los sensores son dependientes a los cambios fuertes de temperatura. Sin embargo, la temperatura que es relativamente fría es una desventaja. En un inicio se tenía problemas con los dispositivos para almacenar los datos ya que fallaban al estar largo tiempo funcionando en modo pasivo a bajas temperaturas. Por ello a la hora de ensamblar los instrumentos se hace lo posible para evitar la condensación del vapor de aire (proveniente del lugar de ensamblaje) que los receptores puedan guardar. Otro efecto de las bajas temperaturas que se debe tomar en cuenta es la capacidad de las baterías, la cual se reduce cuando las temperaturas son menores a las especificaciones de operación (Constable, 2013).

3.1.4 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA DEL AGUA MARINA

El agua marina es eléctricamente muy conductiva, con una resistividad alrededor de 0.3 Ω dependiendo de la salinidad y la temperatura. La salinidad se mantiene casi constante, alrededor de 35 g/l de sólidos disueltos. Pero en aguas someras, especialmente arriba de la termoclina, puede haber cambios grandes en la temperatura que van desde el punto de congelamiento hasta 30°C o más. Una relación lineal comúnmente utilizada para relacionar la conductividad con la temperatura (en Celsius) de Becker et al. (1982) es:

$$\sigma_w = 3.0 + 0.1T \text{ S/m} \quad (3.1)$$

La alta conductividad en el agua de mar significa que la impedancia de entrada, de los amplificadores del campo eléctrico, necesita ser más baja de lo que es en tierra. De igual forma, la impedancia de la antena en el transmisor eléctrico puede reducirse para ahorrar energía y aun proveer corrientes considerables. Por ello se hace la medición de la conductividad del agua marina al realizar una adquisición CSEM marina.

Se puede hacer una medición directa de conductividad-temperatura-profundidad si un sensor es montado en el transmisor (Constable, 2013).

3.1.5 MOVIMIENTO DEL AGUA Y SENSORES DEL INSTRUMENTO

Las corrientes de agua son una fuente de ruido para las mediciones EM. Mueven de lugar los instrumentos afectando principalmente las mediciones del campo magnético debido a que cualquier alteración en la orientación del vector del magnetómetro, la magnitud del campo magnético B_E acoplado al sensor cambia. El movimiento en los cables de la antena, de campo eléctrico, a una velocidad u en el campo magnético terrestre resultará en campos eléctricos inducidos:

$$E = u \times B \quad (3.2)$$

Por consiguiente, un movimiento del orden de 1cm/s en los cables (ej. a una frecuencia de 1 Hz con una amplitud de unos cuantos milímetros) generara campos eléctricos tan grandes como 0.1 $\mu\text{V/m}$, dentro del rango de medición.

Similar a (3.2) el movimiento del agua marina, a través del campo magnético terrestre, inducirá un campo eléctrico y las corrientes eléctricas generadas producirán un campo magnético. Cox et al. (1971) estimaron campos tan grandes como 1 $\mu\text{V/m}$ y 3nT para las corrientes de marea baroclínicas en la plataforma continental. El periodo de las mareas (43 000s) está alejado de los periodos CSEM (0.1-10s) y mucho más alejado de la mayoría de los periodos largos medidos en MT. Sin embargo, las variaciones en el flujo del agua y turbulencias pueden generar señales de alta frecuencia que son vistas en ambos sensores, eléctricos y magnéticos, con una frecuencia de varios Hertz (Constable, 2013).

3.1.6 PRESIÓN HIDROSTÁTICA

Las presiones en el fondo marino y en la plataforma continental son lo suficientemente grandes para hacer que la ingeniería en la instrumentación, respecto a las conexiones eléctricas y la carcasa a prueba de agua, sea un asunto de importancia. La densidad del agua marina ρ_w es 1028 kg/m^3 , así que la presión a $h=4\text{km}$ de profundidad es $\rho_w gh=40$ Mpa, donde la aceleración gravitacional es 9.8 m/s^2 . La fuerza total en un flotador oceanográfico estándar de 43 cm de diámetro es de 23 millones de Newton con una energía almacenada de 1.7 Megajoules. Durante el fallo del instrumento, la implosión resultante usualmente destruirá todo el equipo en las inmediaciones (Constable, 2013).

3.1.7 LA CORROSIÓN EN EL AGUA DE MAR

El agua de mar es un fluido relativamente corrosivo y casi todos los metales estructurales, exceptuando posiblemente el titanio, se degradarán después de una exposición prolongada. La corrosión crea un ambiente eléctrico muy ruidoso y es importante que los sensores sensibles a bajos niveles de ruido eléctrico se encuentren aislados de los metales, en particular de metales diferentes que se encuentren en contacto.

3.2 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 (Palshin, 2007). 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:

3.2.1 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 3-2). 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 deconvolución determinista y el muestreo espacial denso (que facilita el apilamiento) permite mejorar la relación señal-ruido (Engelmark et al., 2012).

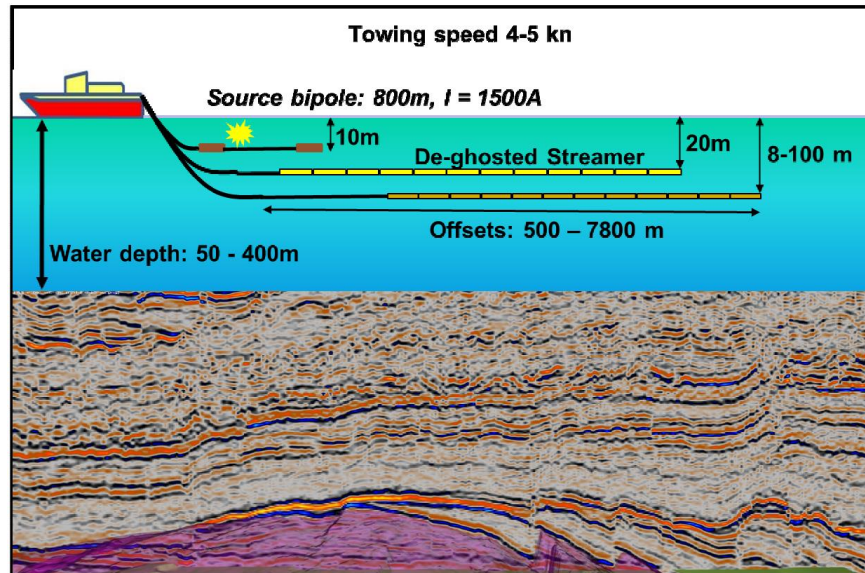


Figura 3-2 Sistema de adquisición comercial que combina EM marino y sísmica 2D. La fuente dipolar tiene una longitud de 800m con una señal de corriente 1500A. El rango de los receptores es de 500 a 7800 m en offset con dipolos individuales de 50 a 1100m de longitud. La fuente está colocada 10m debajo de la superficie del mar y los receptores están a una profundidad de 100m. La velocidad del remolcador es de 4-5 nudos (Engelmark et al., 2012).

3.2.2 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 profundas. 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 $t = 2 \rightarrow 10s$ 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 (Figura 3-3). 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 offsets 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 (Holten et al., 2009).

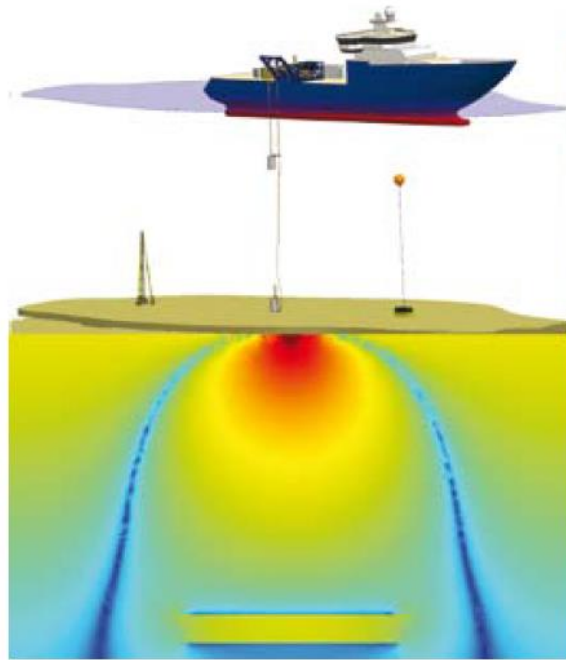


Figura 3-3 Los electrodos de pulso superior e inferior están justo encima de cada uno para formar un dipolo transmisor vertical, la corriente de retorno viaja en el agua de mar. A la izquierda en el fondo marino, se muestra el tripié extensible y a la derecha, un receptor de cable flexible (Holten et al., 2009).

3.2.3 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 (Zhdanov, 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.

La Figura 3-4 muestra la configuración general del método CSEM marino con fuente HED. 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 completada se manda una señal acústica a los receptores para deshacerse de su peso, que previamente los mantenía anclados en el suelo marino y así ser recuperados por el buque (Zhdanov, 2009).

En la modificación de aguas profundas del método (Shina et al., 1990), es necesario variar la separación entre el transmisor y los receptores dentro de un amplio límite (hasta 10km 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).

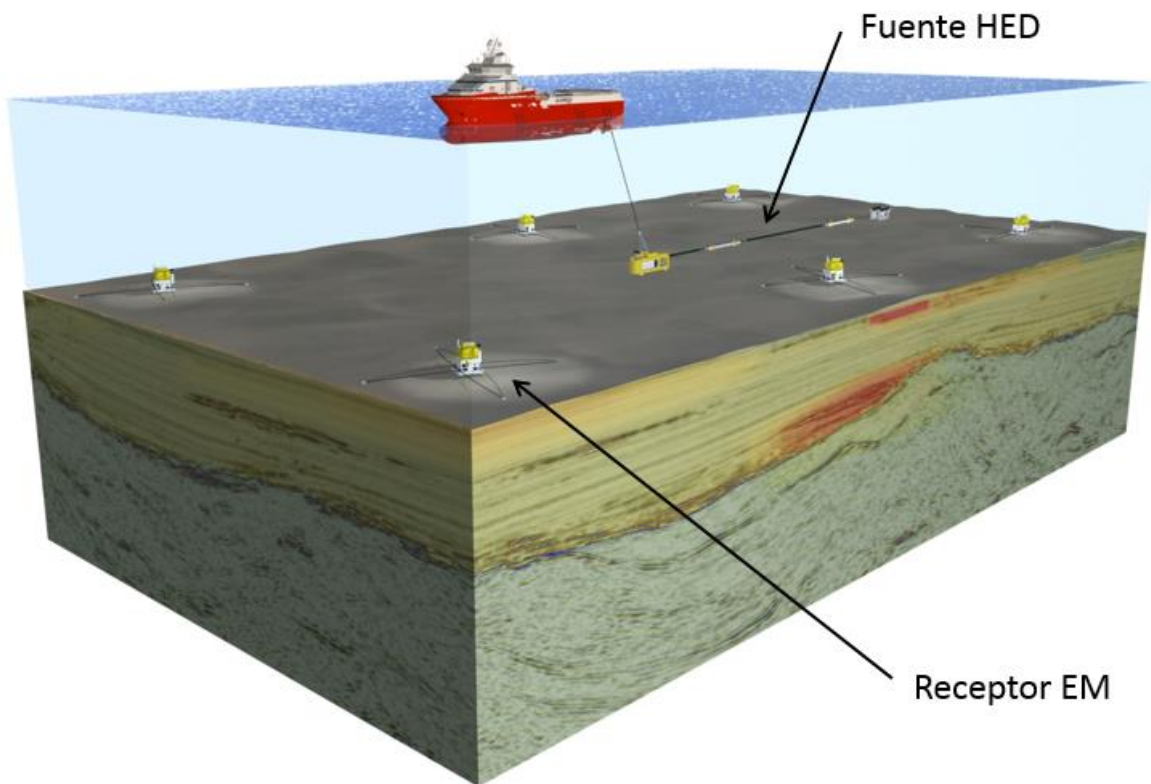


Figura 3-4 Configuración general del método CSEM marino: receptores eléctricos y magnéticos son desplegados en el suelo marino para grabar los campos en series de tiempo. La señal CSEM marina involucra flujo de corrientes horizontales y verticales, que pueden ser interrumpidos por yacimientos de aceite o gas, lo que provee sensibilidad a las estructuras geológicas aun siendo muy delgadas (Texto Constable, 2010; imagen Electromagnetic Geoservices, 2014).

3.3 ECUACIONES DE LA FUENTE HED (DIPOLO ELÉCTRICO HORIZONTAL)

Ward y Hohmann (1987) presentan las ecuaciones para una fuente dipolar horizontal eléctrica. La densidad de corriente en un dipolo eléctrico en la dirección x (un elemento de corriente pequeño de longitud Δs en el origen puede representarse según Baños (1966):

$$J(\mathbf{r}) = \mathbf{u}_x I \Delta s \left[\frac{u(x + \frac{\Delta s}{2}) - u(x - \frac{\Delta s}{2})}{\Delta s} \right] \delta(y) \delta(z) \quad (3.3)$$

Si se hace $\Delta s \rightarrow ds$

$$\mathbf{J}(\mathbf{r}) = \mathbf{u}_x I ds \delta(x) \delta(y) \delta(z) \quad (3.4)$$

Donde $u'(x) = \delta(x)$, la derivada de la función escalón es la función delta.

El vector potencial de un dipolo eléctrico, obtenido a partir de los potenciales vectoriales de Schelkunoff y la función de Green escalar es (Ward y Hohmann, 1987):

$$\mathbf{A}(\mathbf{r}) = \frac{I ds}{4\pi r} e^{-ikr} \mathbf{u}_x \quad (3.5)$$

El vector potencial en todas partes está orientado en la misma dirección que la fuente dipolar. Su momento dipolar de la fuente está dado por $p = I ds e^{-ikr}$, una corriente I , longitud ds y una frecuencia angular ω , al ser $k^2 = i\mu\sigma\omega$. El campo EM transmitido es proporcional a $p' = I ds$.

El campo eléctrico está dado por:

$$E = \frac{I ds}{4\pi\sigma} \left[\mathbf{u}_x \left(k^2 + \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right) + \mathbf{u}_y \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} + \mathbf{u}_z \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} \right] \frac{e^{-ikr}}{r} \quad (3.6)$$

Que se convierte

$$E = \frac{I ds}{4\pi\sigma r^3} e^{-ikr} \left[\left(\frac{x^2}{y^2} \mathbf{u}_x + \frac{xy}{r^2} \mathbf{u}_y + \frac{xy}{r^2} \mathbf{u}_z \right) + (-k^2 r^2 + 3ikr + 3) + (k^2 r^2 - ikr + 1) \mathbf{u}_x \right] \quad (3.7)$$

El campo magnético está dado por:

$$H = \frac{I ds}{4\pi} \left[\mathbf{u}_y \frac{\partial}{\partial z} - \mathbf{u}_z \frac{\partial}{\partial y} \right] \frac{e^{-ikr}}{r} \quad (3.8)$$

Que se convierte:

$$H = \frac{I ds}{4\pi r^2} (ikr + 1) e^{-ikr} \left(-\frac{z}{r} \mathbf{u}_y + \frac{y}{r} \mathbf{u}_z \right) \quad (3.9)$$

3.4 EQUIPO

Es común que se utilice el mismo dispositivo para medir el campo EM en los métodos marinos de MT y CSEM marino. Las mediciones de campo magnético y eléctrico, en MT, tienen un rango variado de periodos dependiendo del objetivo a estudiar: 10^2 a 10^5 s para las profundidades de la corteza terrestre y el manto superior mientras que para exploración de hidrocarburos entre 1Hz a 100Hz en tierra. En CSEM marino los periodos varían desde 0.1 a 30 Hz. Estas mediciones se logran llevar a cabo mediante el uso de bobinas de inducción para el campo magnético y electrómetros, con amplificadores especialmente diseñados, para el campo eléctrico (Zhdanov, 2009).

3.4.1 RECEPTORES

Un diseño típico de un receptor MT para fondo marino (también usable para CSEM marino) se muestra en la Figura (3-5). Son unidades que trabajan de manera independiente, gracias a las baterías independientes que suministran energía a todos los sistemas (sensores, registrador de datos, mecanismo de liberación y posicionamiento acústico) (Brady et al., 2009). Las componentes del campo eléctrico, E_x y E_y , son medidos por dipolos eléctricos con electrodos Plata-Cloruro de Plata (Ag-AgCl) ó Plomo-Cloruro de Plomo (Pb-PbCl₂). Después de extensivas investigaciones y pruebas se encontró que este tipo de electrodos produce el menor ruido y tienen una estabilidad relativa a largo plazo. Los electrodos se encuentran conectados al agua de mar mediante el mecanismo “water chopper” y dos tuberías de plástico aisladas de 5 cm de diámetro y 5m de longitud. Si se quiere medir la componente vertical es necesario un dipolo vertical (no mostrado en la imagen) el cual es de menor longitud para mantener la ortogonalidad y la estabilidad; un dipolo más grande es más susceptible a las corrientes del fondo marino que mueven la antena dipolar e introducen ruido en la medición dentro del rango de frecuencia de interés. Tres componentes del campo magnético, H_x , H_y y H_z , son medidas mediante los sensores de bobinas de inducción que se fijan en la estructura. Un magnetómetro es una bobina de cable conductor que genera una corriente cuantificable sobre la base del flujo magnético cambiante a través de la bobina. El rango de operación oscila entre 0.0001 y 100 Hz (Brady et al., 2009).

El receptor es soltado, desde el buque de investigación, en caída libre al agua y se hunde al fondo marino anclado a una placa de concreto biodegradable. El ancla además de proporcionar peso ayuda a estabilizar el instrumento frente a las fuerzas de las corrientes marinas (Brady et al., 2009).

Cada receptor porta un registrador de datos que controla la operación y registra las señales en una tarjeta compacta de memoria flash. Los datos de alta resolución de los dipolos y los magnetómetros provienen de conversores analógicos-digitales, los cuales registran el tiempo con precisión de modo que las señales pueden ser sincronizadas posteriormente con el registro fuente y entre sí (Brady et al., 2009).

Una brújula con un sensor de inclinación puede ser montada en el instrumento y medir la orientación del receptor (aleatoria en el fondo marino) en tanto que un sistema de transponder acústico determina la ubicación desde el buque (Constable, 2013). Además cuentan con un reloj de alta precisión, que es sincronizado con el GPS del buque en el momento del despliegue y la recuperación.

Al finalizar la adquisición de datos, el ancla de concreto es liberada por el sistema acústico al recibir una orden procedente del buque de investigación. El receptor se eleva hasta el nivel del mar con la ayuda de las esferas de fibra de vidrio boyantes y es recuperado por el buque.

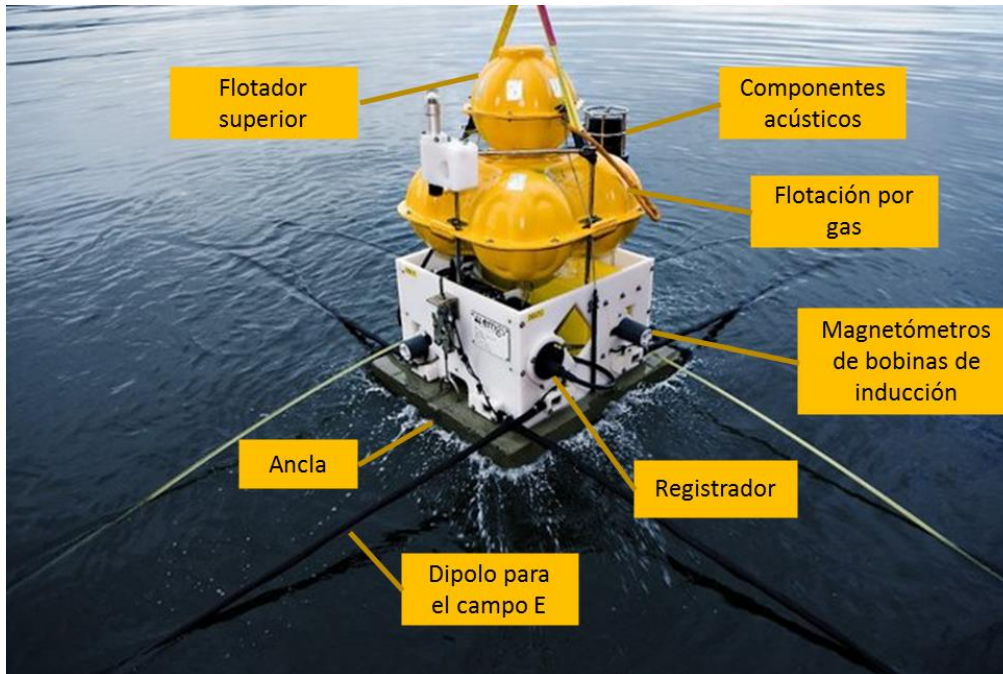


Figura 3-5 Receptor MT y CSEM marino (Electromagnetic Geoservices, 2014)

3.4.1.1 MEDICIÓN CAMPO ELÉCTRICO

En esencia la medición de un campo eléctrico en el agua de mar es sencilla: hacer contacto con el agua usando dos electrodos y conectarlos a un amplificador usando cables aislados. La salida de los amplificadores es grabada dentro del barco (mediante un sistema de cables) o empleando un sistema autónomo de registro. Este acercamiento es aceptable para adquisiciones someras o de corriente directa; sin embargo para estudios MT y CSEM marino de aguas profundas, el ruido en los datos es muy grande como para ser de utilidad (Constable, 2013).

3.4.1.1.1 ELECTRODOS MARINOS

Los electrodos forman la interfaz entre un conductor iónico (el agua de mar) y un conductor metálico (los cables de la antena). Para realizar una medición de voltaje debe emitirse al menos una corriente de pequeña cantidad y cualquier flujo de carga entrando a un electrodo debe ser balanceado por el flujo de salida en el otro electrodo, completando el circuito. La carga debe ser llevada a lo largo de la interface de los electrodos de manera reversible, ya que si la carga es consumida es una reacción de manera electroquímicamente irreversible, en un electrodo se generara un potencial o polarización galvánico corrompiendo las mediciones (Constable, 2013).

Para un electrodo de metal al descubierto una ecuación que describe la reacción sería: $M \leftrightarrow M^+ + e^-$. Donde M es el metal, M^+ es el metal catión y e^- es un electrón. La reacción es reversible si el metal iónico contiene una alta concentración de M^+ , como tradicionalmente sucede con el electrodo de Cobre-Sulfato de cobre en MT terrestre (una varilla de cobre es sumergida en una solución saturada de sulfato de cobre

y el contacto eléctrico con el suelo es efectuado a través de una barrera semipermeable de cerámica o de un material similar). Sin embargo para el metal en agua de mar la concentración de iones metálicos no es lo suficientemente alta para prevenir la corrosión irreversible y su ruido asociado, por lo que el catión dominante es el sodio (el cual sería un mal electrodo por otras razones). Los electrodos de sulfato de cobre serían problemáticos en el océano debido al alto gradiente químico en la interfaz semi-permeable (Constable, 2013).

Una modificación al electrodo de metal, es cubrir la superficie del metal con una sal metálica insoluble y sumergirlo en una solución compatible con el anión. El electrodo marino de plata-cloruro de plata (Ag-AgCl) cae en esta categoría: una vara de plata es cubierta con cloruro de plata y sumergida en una solución de cloruro de potasio. Siendo la reacción reversible: $Ag + Cl \rightleftharpoons AgCl + e^-$. La insolubilidad relativa del cloruro de plata y su compatibilidad con el anión predominante en el agua marina lo convierte en un electrodo estable y práctico para el método CSEM marino.

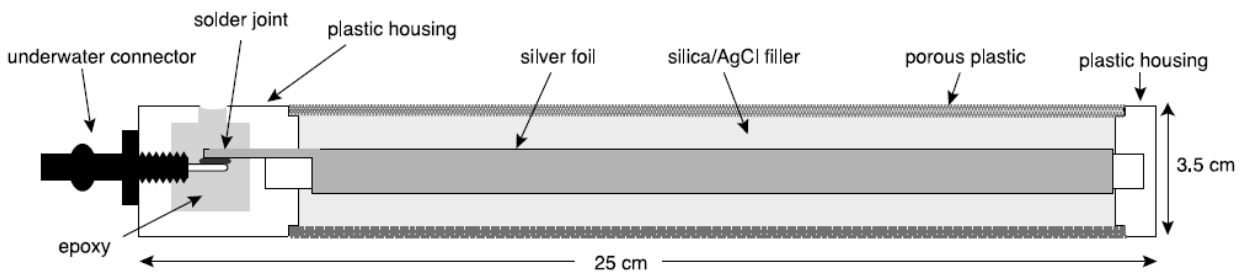


Figura 3-6 Electrodo marino Ag-AgCl como es descrito en Webb et al. (1985); es ampliamente utilizado en CSEM y MT marino (Constable, 2013).

La construcción de electrodos marinos Ag-AgCl es descrita por Webb et al. (1985) y Filloux (1987). Una tira de laminilla de plata es envuelta alrededor de una barra de plástico y soldada a una conexión submarina en la tapa extrema del electrodo. En la unión se aplica resina epóxica para prevenir la intrusión de agua marina con cualquier metal que no sea plata (Figura 3-6) (Constable, 2013).

El electrodo Ag-AgCl es probablemente el mejor para mediciones EM marinas, aunque para algunos es un inconveniente la necesidad de mantener el electrodo mojado y han fomentado otros tipos de electrodos, como los de fibra de carbón (Crona et al. 2001). Estos y otros electrodos secos son polarizables o capacitivos y no funcionan tan bien como los de Ag-AgCl a bajas frecuencias, pero en la práctica las señales MT a bajas frecuencias pueden ser lo suficientemente elevadas como para tener un coeficiente adecuado de señal/ruido. Ciertamente, el acoplamiento capacitivo es usualmente usado para remover el auto-potencial de las mediciones MT y CSEM por lo que electrodos capacitivos pueden ser una opción viable (Constable, 2013).

3.4.1.1.2 AMPLIFICADORES

La diferencia de voltaje entre los electrodos es muy pequeña y necesita amplificación sustancial antes de ser digitalizada y grabada. Las frecuencias de operación, aun en el límite superior de la adquisición marina en CSEM (10Hz o más), son bajas para los estándares en los amplificadores; por lo que el ruido $1/f$ (donde f es la frecuencia) asociado a los semiconductores se convierte en un problema que debe resolverse. El amplificador tiene una ganancia variable y provee un rango dinámico que permite grabar ruido ultra bajo así como altas amplitudes que se tienen cuando la fuente pasa directamente sobre el receptor (Havsgård y Jones, 2011).

El enfoque común es utilizar amplificadores de muestreo (chopper) para modular la señal de entrada a una alta frecuencia relativa, amplificarla a una parte favorable del espectro $1/f$, convertirla en señal alterna (pulsos) y luego desmodularla para restaurar la señal de baja frecuencia. Otro interruptor, sincronizado con el anterior, reconstruye la señal. Son pocos los amplificadores alternos al de chopper para bajas frecuencias y requieren un alto consumo de energía (Constable, 2013).

El acercamiento apropiado para las mediciones marinas es aprovechar la baja impedancia en el sistema de electrodos marinos al tener una impedancia baja de entrada en el amplificador. Sin embargo, una conexión de baja resistencia entre los electrodos y la tierra en el amplificador, el CAD (convertidor analógico-digital) y el sistema de registro electrónico probablemente creara ruido en la señal de entrada. Ciertamente es una mala idea conectar la tierra de los instrumentos a una carcasa de metal, ya que los potenciales causados por la corrosión pueden introducir mucho ruido a los amplificadores (Constable, 2013).

3.4.1.2 MEDICIÓN CAMPO MAGNÉTICO

Para ambas mediciones de MT y CSEM es necesario un vector de campo magnético rechazando el uso de sensores de resonancia nuclear para campo total (magnetómetros escalares). Los magnetómetros de Fluxgates (de núcleo saturado) y bobinas de inducción (magnetómetros vectoriales) son los sensores mayormente utilizados (Constable, 2013).

Ambos son aplicaciones de la ley de Faraday para una bobina consistente de N vueltas de cable alrededor de un núcleo de material permeable con un área transversal A , generando una diferencia de potencial V de flujo magnético variante en tiempo dB/dt :

$$V = -NA \frac{dB}{dt} = -NA\mu_e\mu_o \frac{dH}{dt} \quad (3.17)$$

La mayoría de las adquisiciones CSEM marinas son llevadas a cabo en el rango de frecuencias 0.1-10 Hz haciendo que las bobinas de inducción sean los sensores óptimos para CSEM. Únicamente los magnetómetros de fluxgate pueden ser usados si se pueden aceptar pequeñas relaciones de señal/ruido. Sus circuitos son muy ruidosos por lo que pueden corromper fácilmente los datos de campo eléctrico medidos en el mismo instrumento (Constable, 2013).

Una bobina de inducción se basa en las variaciones del campo magnético H en el tiempo. El núcleo permeable provee un incremento efectivo del flujo a través de la bobina en un factor de μ_e . Este factor está limitado por la geometría del núcleo, en vez de la permeabilidad del material, por lo que el efecto de la temperatura en la permeabilidad del núcleo puede ser ignorado.

Un N grande se logra si el devanado es con un cable delgado (fino), siendo así la fuente dominante de ruido la componente térmica del cable (ruido de Johnson). El apilar devanado sobre devanado incrementa el diámetro y entonces la resistencia comienza a aumentar más rápidamente que V (ya que el flujo es capturado por el material del núcleo). Si las únicas dos consideraciones son el ruido de Johnson y el voltaje de salida; la proporción señal-ruido V^2/V_j^2 es proporcional al volumen total de devanado, o equivalentemente al peso del bucle, sin importar el número de N resultantes del calibre del cable elegido. Por esta razón los cables de aluminio pueden ser utilizados donde el peso es una cuestión de importancia (como es el caso para las bobinas marinas), aun cuando la resistencia es mayor un 55% el peso es solo el 30% que el del cobre. Sin embargo, todavía sigue siendo necesario un amplificador de bajo ruido con una ganancia del orden de 10^4 para producir señales útiles de una bobina de inducción así como el balance entre la energía y el aumento de ruido (Constable, 2013).

Un buen magnetómetro de bobina de inducción tiene niveles de ruido de alrededor de $0.1 pT/\sqrt{Hz}$ hasta alrededor de $1 Hz$, con un espectro de ruido rojo en bajas frecuencias debido a la pérdida de sensibilidad de dB/dt . La respuesta en altas frecuencias está limitada por las pérdidas inductivas en el material del núcleo y la capacitancia del devanado.

3.4.2 TRANSMISOR

La fuente transmisora de CSEM marino comprende de dos cables de antena neutralmente flotantes, cada uno de los cuales termina en un electrodo, formando un dipolo (generalmente un dipolo horizontal eléctrico, Figura 3-7). Los electrodos son arrastrados a través del agua, detrás de una plataforma de sensores aerodinámicos denominada remolcador pescante (towfish), que es remolcada por la embarcación a una altura de 30 a 100m por encima del fondo marino dependiendo el sistema de adquisición CSEM marino. Para proporcionar valores precisos durante el procesamiento, como se mencionó previamente Brady et al., (2009), el remolcador pescante mide la conductividad del agua de mar, la velocidad de la onda sonora local y la altura por encima del fondo marino.

El propósito del transmisor CSEM es emitir energía electromagnética al suelo marino a frecuencias entre 0.05-50 Hz y al hacerlo, proporcionar la mayor energía posible para ser registrada en los receptores. Los campos eléctricos y magnéticos son proporcionales al momento dipolar del transmisor, que para un dipolo eléctrico está dado por la longitud L_a veces la corriente I_a (la intensidad dada por el primer armónico de la señal de salida). Los valores típicos del momento en el transmisor dipolar están en el orden de 10^4 y 10^5 Am (transmisores industriales emiten miles de Amps o más con antenas que varían entre 100-200 m de

largo). En los dipolos magnéticos el momento está dado por el número de vueltas, la corriente y el área transversal de la bobina (Constable, 2013).

Debido a la atenuación del agua de mar, es preferible tener el transmisor en el suelo marino o cerca de él para minimizar las pérdidas y el efecto de la onda de aire. Originalmente se pensó en un transmisor fijo en el suelo marino ya que reduce la complejidad, provee el máximo acoplamiento y remueve un parámetro de navegación. Sin embargo, sistemas transmisores de arrastre no pueden ser usados con éxito en ambientes rocosos o donde existe infraestructura significativa del fondo marino. Es por ello que es preferible remolcar a profundidad el transmisor a cierta distancia del fondo marino (típicamente 30-100m) (Constable, 2013).

Para remolcar la antena a una distancia corta del fondo marino se requiere que la antena sea flotablemente neutral y para ello se compensa el peso del conductor con plástico de baja densidad. Normalmente se usaría cobre como conductor de alta corriente al tener una conductividad de $0.59 \times 10^8 \text{ S/m}$ pero su peso es de 7.9 toneladas por metro cúbico en el agua. En cambio el aluminio, a pesar de tener una conductividad de $0.38 \times 10^8 \text{ S/m}$ tiene un peso sumergible de 1.7 toneladas por metro cúbico. Por lo que es un metal práctico para conseguir mayor flotabilidad si se usan cubiertas de plástico en los receptores (Constable, 2013).

La alimentación trifásica del buque es transformada en una señal de baja corriente y alto voltaje para la transmisión submarina a lo largo del cable remolcador. En el remolcador pescante, la señal es transformada nuevamente en la señal de alta corriente y bajo voltaje en una forma de onda binaria o ternaria de baja frecuencia para su inyección hacia la antena. Es necesario un monitoreo preciso de la forma de onda en tiempo real para resolver correctamente los datos del levantamiento, debido a que la forma de la onda transmitida por la antena es afectada por la impedancia, el desgaste de la antena y la salinidad del agua (Constable, 2013 y Brady et al., 2009).

Los campos generados por este tipo de fuente no son ondas planas. La composición y la geometría de la señal se escogen de manera tal que la señal sea sensible a formaciones con un valor de resistividad contrastante con el de las formaciones adyacentes, de poco espesor y en una localización hipotética determinada (Constable, 2013). El análisis de Fourier resuelve la onda cuadrada como ondas sinusoidales de muchas frecuencias. Las componentes de mayor intensidad serán las frecuencias que uno elija para construir la forma de onda; generalmente las magnitudes de cada una se reducen en forma secuencial siendo la frecuencia primaria ω_0 elegida la de mayor intensidad. La combinación de la relación entre la profundidad de penetración vs frecuencia y el empleo de múltiples frecuencias permite obtener muestras a distintas profundidades con diversas resoluciones (Brady et al., 2009).

Al final, el diseño del transmisor depende de 3 parámetros: la resistencia de la antena al agua, la corriente de salida deseada y el voltaje máximo en el cable remolcador y otros componentes. Esto a su vez determina la relación de vueltas en los transformadores, la capacidad de carga de corriente necesaria en el cable remolcador y la potencia total requerida para el sistema (Constable, 2013).

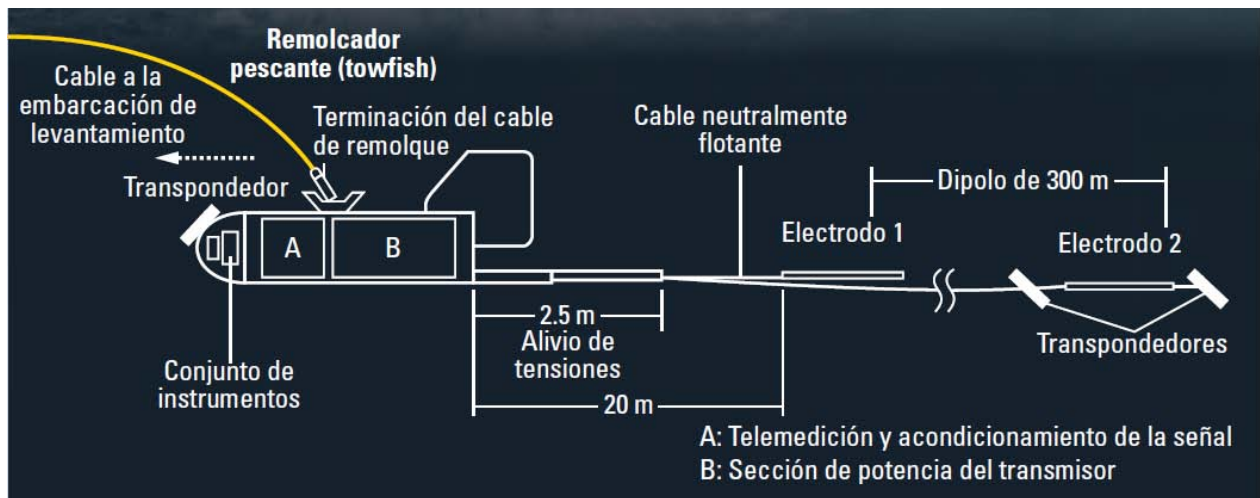


Figura 3-7 Imagen superior: Fuente dipolar eléctrica horizontal del método CSEM marino (Electromagnetic Geoservices, 2014); Imagen inferior: diagrama de un transmisor CSEM marino. El transmisor comprende un remolcador pescante – la sección del cabezal que contiene la potencia y el instrumental – y una antena con electrodos dipolares en los extremos de dos cables (Brady et al., 2009).

3.5 ADQUISICIÓN DE DATOS

3.5.1 DATOS RADIALES Y AZIMUTALES

La Figura (3-8) muestra la forma del dipolo geométrico horizontal de un transmisor cercano al suelo marino. Cuando los receptores se encuentran en línea con la dirección y posición del dipolo transmisor, se dice que son datos en línea o radiales (inline). Aquí las líneas del campo eléctrico son puramente radiales y se adentran en el suelo marino con una componente vertical significativa. Las corrientes asociadas pueden ser interrumpidas por resistores delgados tales como yacimientos, produciendo distorsiones galvánicas del campo eléctrico. Esto será visible en el suelo marino ya que la amplitud del campo eléctrico aumenta. Cuando la posición de la fuente se encuentra a un costado del receptor (broadside), los campos eléctricos son puramente azimutales y largamente horizontales; no producirán respuestas galvánicas, sino inductivas, en los límites de conductividad horizontales. Esto trae como resultado grandes diferencias en la sensibilidad entre las geometrías radiales y azimutales en una capas resistivas delgadas (Constable, 2010). Los datos radiales son más sensibles a una estructura resistiva horizontal delgada, lo que influye en la geometría de la transmisión de la onda (Cox et al., 1984). Según Constable (2010) una respuesta familiar en los datos CSEM marino es esperar un factor de diferencia mayor, al comparar los modelos con y sin un prospecto resistivo, entre las amplitudes del campo radial contra las producidas en del modo azimutal.

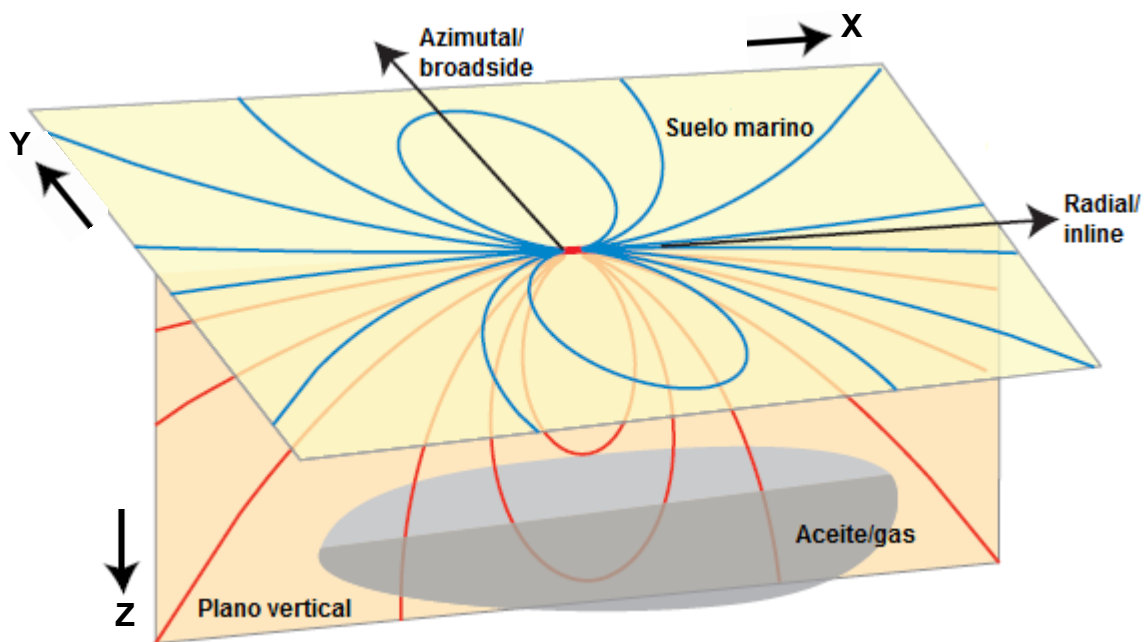


Figura 3-8 Dipolo geométrico de un transmisor cercano al suelo marino. La componente vertical máximo (rojo) está debajo del transmisor en la dirección en línea (inline). Aquí los campos son puramente de geometría radial y son capaces de generar efectos galvánicos cuando intersectan cuerpos subhorizontales y delgados tales como yacimientos de gas y aceite. En la dirección a un costado (broadside), los campos son puramente azimutales y grandemente horizontales, produciendo poca interacción con el yacimiento siempre y cuando su espesor no sea de consideración (Modificado de Constable, 2010).

Una capa gruesa enterrada de resistividad intermedia puede simular las amplitudes del modo radial de un modelo de hidrocarburos, es por ello que el modo azimutal es necesario para evitar la confusión entre el modelo con y sin prospecto resistivo (Eidesmo et al., 2002). Sin embargo, los datos azimutales son costosos de adquirir comparado con los datos del modo radial (inline). Si los receptores están desplegados en una línea en el suelo marino y el transmisor es arrastrado a lo largo de ellos entonces se colecta en su mayoría datos puramente en el modo radial (inline). Para recolectar datos azimutales se requieren muchas líneas de transversales de arrastre (crossing tows), con un punto de dato por cada cruce, o un estudio completo 3D que se obtiene al desplegar una malla de receptores y remolcando una malla de líneas transmisoras.

Constable (2010) menciona que ambos modelos se podrán diferenciar si se analiza la fase del modo radial: El incremento de la amplitud en un modelo con yacimiento se debe a los efectos galvánicos mientras que en una capa gruesa enterrada de resistividad intermedia, el aumento de la amplitud en el modo radial, se debe a penetraciones nominales (skin depth) más grandes que se asociaran con menores retrasos (desfases) en la fase. Por ello se esperaría un valor menor de fase (phase lags) en el modelo con la capa gruesa resistiva intermedia (Figura 3-9 c).

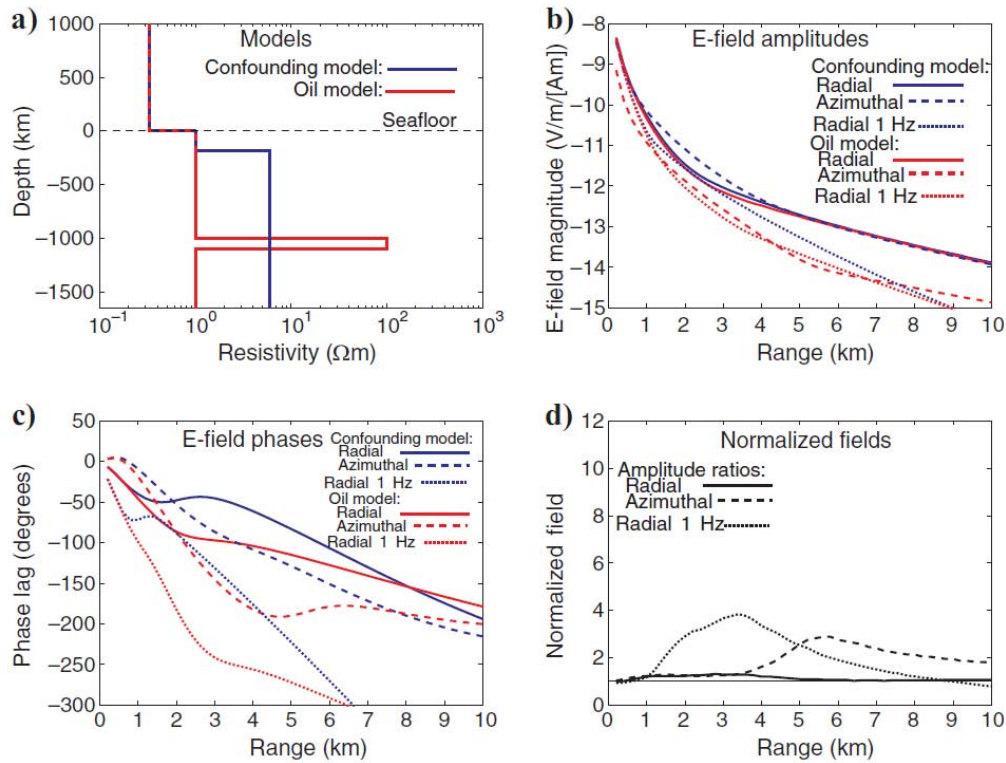


Figura 3-9 La respuesta radial y azimutal CSEM marina de (a) un modelo con yacimiento (rojo) comparado con (b) una capa gruesa de resistividad intermedia (azul), a una frecuencia de 0.25 Hz y 1 Hz. La amplitud del modo (b) radial a 0.25 Hz es casi igual en ambos modelos, mientras que las amplitudes del modo azimutal no, como fue notado por Eidesmo et al. (2002) y es evidente en las gráficas normalizadas en (d). Sin embargo, en (c) a 0.25 Hz las fases del modo radial son muy distintas en ambos modelos, al igual que en las amplitudes a 1 hz del modo radial (Constable, 2010).

3.5.2 ESTUDIO DE SENSIBILIDAD Y PLANEACIÓN DE LA ADQUISICIÓN

Un paso clave del proceso de planeación, previo a la adquisición, consiste en determinar si los datos tendrán la sensibilidad para distinguir distintos objetivos de interés o si es posible detectar un objetivo resistivo a cierta profundidad respecto a una tendencia regional. Esto se efectúa habitualmente primero mediante modelado directo (comparando la respuesta de los diversos escenarios pronosticados) y luego empleando posiblemente el proceso de inversión sobre los datos sintéticos modelados. En esta tesis fue el tipo de trabajo que se realizó con los datos para estudiar la sensibilidad del método CSEM marino en una capa resistiva frente a una estructura geológica como lo es un anticlinal.

La variable más importante es la magnitud de la respuesta de un objetivo comparada con la incertidumbre de los datos, por ello en los datos sintéticos se incluye el ruido asociado a la instrumentación de medición y el ruido de fondo esperado. Los parámetros de adquisición, tales como la ubicación de los instrumentos y el tiempo que deben permanecer en el terreno, también son resultados de este proceso. En los levantamientos CSEM marinos, las características de la fuente, el receptor y el ambiente pueden incorporarse en un análisis previo para determinar las frecuencias óptimas también a través del modelado Brady et al., 2009) y (Barker et al., 2012).

Este paso ayuda a justificar la utilidad de un levantamiento propuesto o, de lo contrario, manifestarse en contra de su aplicación. El riesgo asociado al éxito del método CSEM marino se puede reducir de manera considerable con la aplicación cuidadosa de flujos de trabajo en el modelado e incluir un marco de física de roca para relacionar las propiedades eléctricas del objetivo con las propiedades fundamentales de la roca y los fluidos en ella. Hay que considerar la densidad de los datos adquiridos, la cobertura de los datos azimutales 3D, los requerimientos de resolución para ver el objetivo, así como los problemas operacionales y ambientales asociados al área de adquisición (Barker et al., 2012).

Al optimizar la adquisición de datos en un proyecto, es importante tomar en cuenta las características de desempeño del instrumento a usar. La incertidumbre de los datos registrados puede estimarse con un marco del error de propagación. La incertidumbre ΔE en un modelo simple se puede estimar como

$$\Delta E = \sqrt{(\alpha E)^2 + (N)^2} \quad (3.18)$$

según Mittet y Morten (2012). Donde E es la magnitud de una componente de campo medida. La cantidad α es la incertidumbre relativa que describe contribuciones debidas a la inexactitud en la posición de la fuente y el receptor, a la corriente en la fuente y la calibración en el sensor. La cantidad N representa la contribución del ruido ambiental (Olas del mar, corrientes marinas y actividad magnetoteléurica). α y N varían con la profundidad del agua; N también tiene componentes dependientes de la frecuencia y la latitud. Tener un vasto conocimiento del desempeño de los instrumentos permite mejorar el estimado de α y N así como el diseño de la adquisición (Barker et al., 2012).

3.6 INTERPRETACIÓN DE DATOS

Las mediciones MT y CSEM marinas son similares a las mediciones terrestres exceptuando por la gran diferencia en las resistividades del agua de mar y el aire. En la interfaz entre el aire y la tierra, no puede haber ninguna corriente eléctrica vertical porque el aire no es conductor; en cambio, en el fondo marino puede existir una corriente eléctrica vertical en el agua conductiva. En consecuencia en tierra firme, el campo eléctrico responde significativamente a los cambios de resistividad producidos en las capas del subsuelo, pero el campo magnético exhibe mucha menos variación. Por el contrario, en el ambiente marino, es el campo magnético el que exhibe mayor variación con el cambio producido en la estructura del subsuelo, aunque ambos campos contienen información sobre la estructura (Constable et al., 1998).

3.6.1 TRAYECTORIA DE LA SEÑAL DEL TRANSMISOR

De manera general, la señal puede tomar tres caminos al salir del transmisor y regresar a los receptores (Figura 3-10). Dos de estas trayectorias no ayudan a medir la resistividad del subsuelo porque no viajan sobre él. La primera trayectoria recibe el nombre de señal u onda directa y afecta las mediciones del receptor cuando la distancia de desplazamiento entre el receptor y la fuente es muy corta. La señal en esta trayectoria se atenúa debido a la conductividad del agua y la intensidad de la señal disminuye rápidamente.

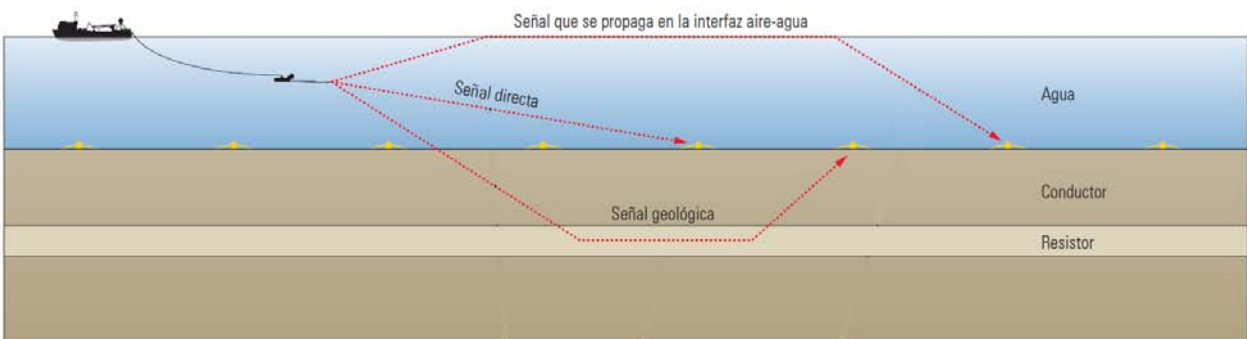


Figura 3-10 Esquema de la señal de la fuente dipolar eléctrica horizontal (Brady et al., 2009)

La segunda trayectoria que también afecta la medición de la señal es aquella en donde el campo EM viaja hacia la superficie del agua, donde el aire es altamente resistivo. Este contraste entre la resistividad de ambos medios provoca que la onda siga la interfaz entre el agua y el aire. Recibe el nombre de onda aérea (airwave) y en aguas profundas la onda aérea predomina solamente en desplazamientos (offsets) largos, normalmente de más de 10 km, ya que la señal en la interfaz entre el aire y el agua posee poca atenuación. La tercera trayectoria, la que es de interés para el método CSEM marino, es en donde la señal viaja a través del subsuelo. Esto es posible cuando bajo condiciones adecuadas de frecuencia, profundidad del agua y conductividad del subsuelo, existe un rango de desplazamientos para los cuales el tercer trayecto domina la señal. En este trayecto de interés, las ondas se propagan penetrando en el subsuelo, donde interactúan con las formaciones resistivas y generan un campo de respuesta; parte de esa energía viaja nuevamente hacia los receptores del fondo marino. Esta señal de respuesta aparece en los receptores, con distancias de desplazamiento que habitualmente son mayores que la profundidad del yacimiento por

debajo del fondo marino; sin embargo, con desplazamientos aún mayores, se atenúa tanto que la señal de la onda aérea la debilita. Dado que las ondas se propagan más fácilmente a través de una formación resistiva que a través de una formación conductiva, la presencia de un yacimiento mejora la señal recibida en comparación con un subsuelo uniforme que carece de una capa resistiva (Brady et al., 2009).

3.6.2 MAGNITUD Y FASE VERSUS OFFSET (ANÁLISIS DE ATRIBUTOS)

Los datos del receptor pueden presentarse como amplitudes y fases del campo eléctrico o magnético en función de la distancia de separación (offset) entre fuente-receptor (Figura 3-11). La atenuación del campo primario con la distancia fuente-receptor es el factor principal que afecta la forma de las curvas. El efecto de una anomalía resistiva puede ponerse de manifiesto aplicando diversos métodos basados en el modelado directo (modelos derivados durante la planeación del levantamiento) y en procesos de inversión (Brady et al., 2009).

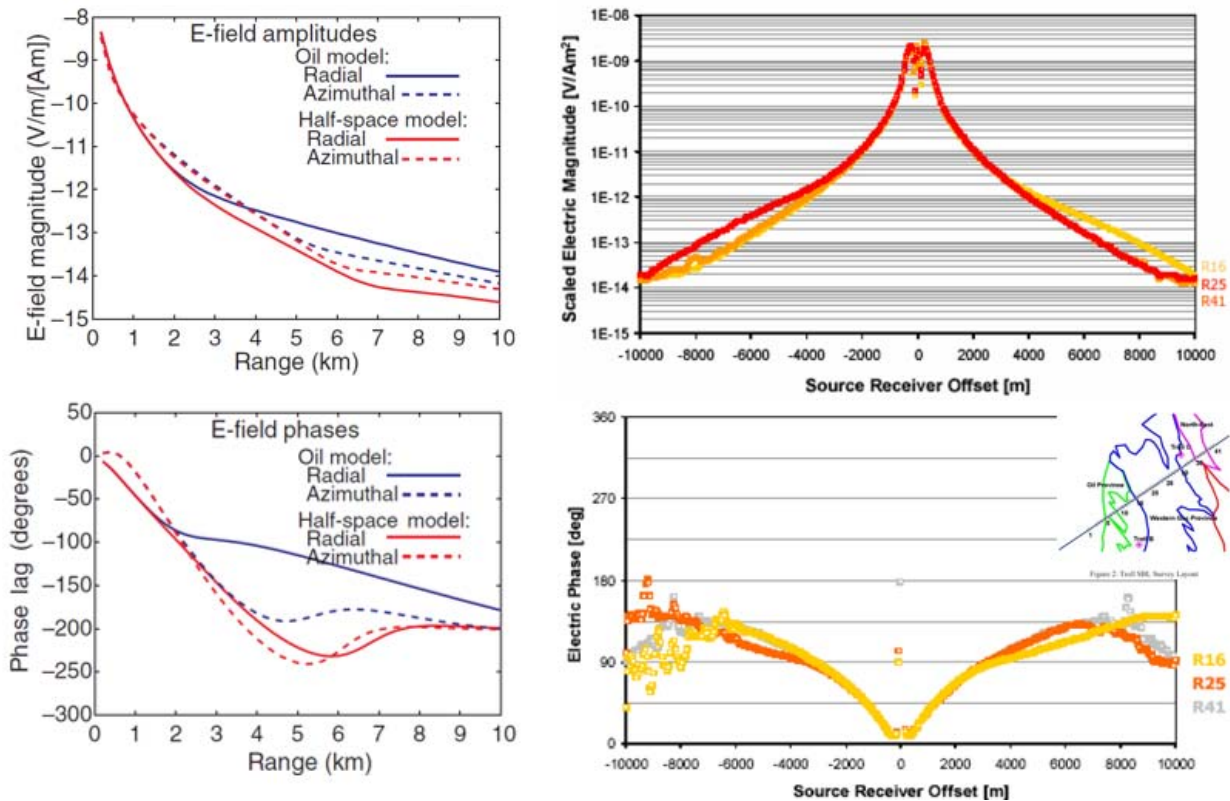


Figura 3-11 Representación gráfica de los datos CSEM marinos como amplitudes y fases del campo eléctrico en función de la distancia entre fuente-receptor (offset). Las imágenes de la izquierda fueron tomadas de Constable (2010) y son datos sintéticos de un modelo canónico a 0.25Hz; las imágenes de la derecha fueron tomadas de Johnstad et al. (2005) y son datos reales (a 0.25Hz) tomados del estudio realizado en el campo Troll en Noruega.

La comparación de las firmas de magnitud vs offset (MVO) se hace mediante el cálculo de magnitudes normalizadas relativas ya sea a un receptor de referencia real o a uno modelado a partir de un modelo sintético de resistividad de fondo. La resistividad de fondo (background) es la resistividad presente en la formación si no existiera el cuerpo resistivo que causa la anomalía resistiva.

Las magnitudes normalizadas alrededor de 1 indican firmas MVO similares al receptor de referencia y no hay un incremento aparente en las magnitudes debido a, por ejemplo, una anomalía resistiva en el subsuelo. Magnitudes normalizadas mayores a 1, en offsets intermedios o lejanos, sugieren un incremento en las magnitudes debido a una anomalía resistiva en el subsuelo. Las variaciones sistemáticas en línea (in line) en MVO son resaltadas con el monitoreo de las magnitudes normalizadas en un offset elegido y posicionándolas a una posición de punto medio común (ej. $1/2\text{offset}$) relativa al gráfico de resumen de los receptores. Las magnitudes normalizadas son muestreadas como valores medios normalizados en el offset deseado para estabilizar los efectos del ruido. La comparación de la fase versus offset (PVO) se realiza mediante el cálculo de la diferencia de fase relativa al receptor de referencia en un offset dado o mediante el cálculo de pendientes PSVO usando la ventana deseada. Valores menores de PVO y PSVO al receptor de referencia indican cambios de fase (phase shifts) debido a anomalías resistivas en la subsuelo (Johansen et al., 2007)

3.6.3 PRINCIPIO DE RESISTENCIA TRANSVERSAL EQUIVALENTE

Como la sensibilidad del método CSEM marino a una capa resistiva delgada es debido a un efecto galvánico similar al de los métodos eléctricos geofísicos, entonces podemos de igual forma aplicar la equivalencia de resistencia transversal utilizada en ellos. La resistencia transversal $TR = \rho \cdot t$ (el producto de la resistividad de una capa con el espesor t), determina la respuesta medida. En frecuencias relativamente bajas, el caso del método CSEM marino, no se puede identificar ρ y t independientemente uno del otro debido a la escala vertical del método. El modo radial (inline) es el menos sensible a diferenciar la resistencia transversal TR , debido a una capa delgada muy resistiva o a una capa de mayor espesor pero menor resistividad, al ser su sensibilidad un efecto galvánico. En cambio el modo azimutal nos permite diferenciar esta T por ser sensible a través del efecto de inducción. La diferencia entre ambas respuestas será más clara si se aumenta la frecuencia aunque se debe tener cuidado de no llegar al nivel de ruido del método ($10^{-15} \text{ V}/\text{Am}^2$) (Constable, 2010).

3.6.3.1 RESISTENCIA TRANSVERSAL ANÓMALA (ATR)

Al ser una técnica de baja frecuencias, la inversión sin restricciones del método marino CSEM tiene una resolución que está típicamente por encima del espesor del yacimiento. Una anomalía en una inversión de CSEM resulta en una versión promedio de la anomalía resistiva en la escala del registro de pozo (Figura 3-12). Cuando se tiene únicamente los resultados de la inversión CSEM, existe un número infinito de espesores neto vs escenarios de formaciones saturadas con hidrocarburos que serán consistentes con los resultados de la inversión. Estos escenarios pueden calcularse a partir del principio de resistencia transversal equivalente (considerando la resistividad vertical) (Baltar y Roth, 2013).

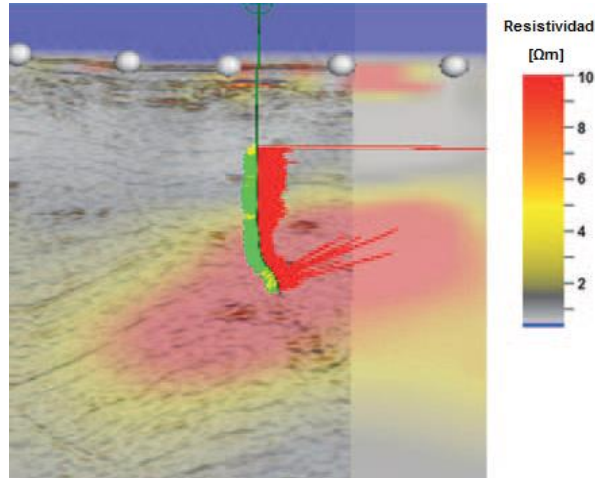


Figura 3-12 Una anomalía resistiva asociada a hidrocarburos, en una inversión 3D CSEM marino, resulta en una versión aumentada a escala de la anomalía resistiva de un registro de pozo. La equivalencia de resistencia transversal puede usarse para interpretar la anomalía CSEM en la escala del registro de pozo. Ejemplo de Yuan et al. (2009).

A partir de la resistencia transversal TR , la resistencia transversal anómala (ATR, anomalous transverse resistance) en un yacimiento es la cantidad de resistencia transversal arriba del valor que existiría si no hubiera hidrocarburos presentes (Figura 3-13):

$$ATR = \Delta Z * (R - R_{bg}) \quad (3.19)$$

En donde ΔZ es el espesor real del intervalo impregnado de hidrocarburos en el yacimiento (el espesor productor para evaluar las reservas del yacimiento), R es la resistividad promedio del yacimiento cargada de hidrocarburos en la zona productiva y R_{bg} es la resistividad promedio del fondo (background).

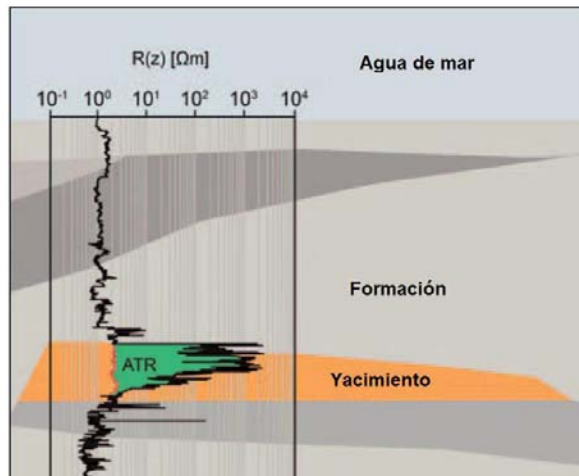


Figura 3-13 La resistencia transversal anómala (ATR) del yacimiento describe el contraste de resistividad acumulado debido a los hidrocarburos. Representada por el área verde dentro de la curva de resistividad del registro de pozo, se calcula mediante la integral del contraste de resistividad sobre el espesor neto (Baltar y Roth, 2013).

Baltar y Roth (2013) presentan una metodología para utilizar el ATR en la interpretación de anomalías de resistividad asociadas a saturación de hidrocarburos. En esta metodología se hacen equivalentes la traza de resistividad 1D extraída de un modelo de inversión 3D CSEM y la traza de resistividad de un pozo (3.19). Si se toma una variación de resistividad de fondo (background) uniforme, sobre el intervalo de profundidad de interés definido por la anomalía CSEM, la ecuación es:

$$\Delta Z_{CSEM} * (R_{CSEM} - R_{bg}) = \Delta Z * (R - R_{bg}) \quad (3.20)$$

Donde R_{CSEM} es el valor promedio de la traza resistiva sobre el intervalo de la anomalía CSEM y ΔZ_{CSEM} es el espesor de la anomalía CSEM en la traza de resistividad CSEM.

(3.20) puede ser reordenada para producir una expresión que dé una relación net-to-gross CSEM.

$$NTG_{CSEM} = (R_{CSEM} - R_{bg}) / (R - R_{bg}) \quad (3.21)$$

Que conecta el espesor de la anomalía CSEM (ΔZ_{CSEM}) con el espesor de la zona productiva (ΔZ) de acuerdo a

$$\Delta Z = NTG_{CSEM} * \Delta Z_{CSEM} \quad (3.22)$$

Si se conoce la resistividad de fondo R_{bg} , las ecuaciones (3.21) y (3.22) permiten calcular pares de R y ΔZ consistentes con la traza de resistividad CSEM (Figura 3-14). Si el espesor de la resistividad promedio R es conocido, la zona de productiva ΔZ puede ser calculada a partir de la relación CSEM net-to-gross.

Para extender el análisis a un modelo invertido de CSEM 3D, el promediado sobre la anomalía resulta en un mapa de resistividades promedio CSEM. El mapa puede ser interpretado en términos de las ecuaciones (3.21) y (3.22) en cada celda, de un área de interés, para lograr un cálculo completo del volumen de la roca (Baltar y Roth, 2013).

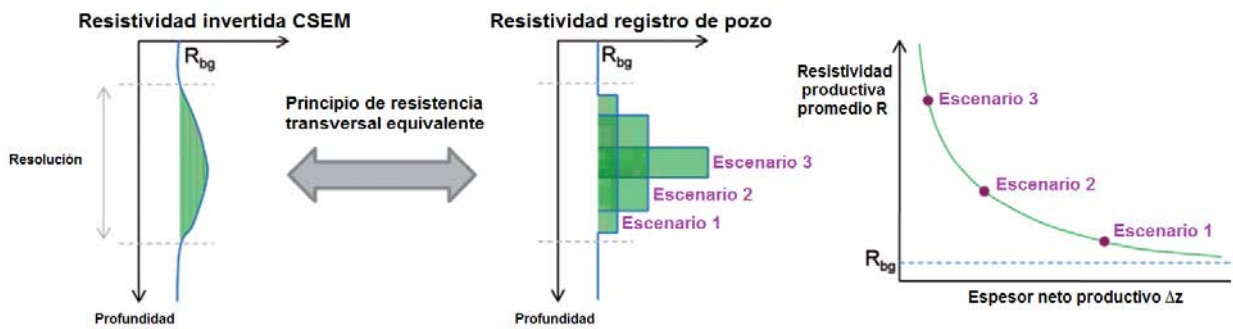


Figura 3-14 Una traza de resistividad CSEM extraída de un modelo de inversión 3D CSEM puede relacionar la resistividad R promedio del yacimiento, cargado de HC en la zona productiva, con el espesor de la zona productiva ΔZ a través del principio de equivalencia de resistencia transversal (Baltar y Roth, 2013).

3.6.4 INTEGRACIÓN CON DATOS DE OTROS MÉTODOS GEOFÍSICOS

En la misma forma que múltiples tipos de datos son utilizados en una interpretación integral de datos de registro de pozo, la información de resistividad de una adquisición EM es complementaria a los datos sísmicos y puede mejorar la limitación en las propiedades de los fluidos cuando se utilizan en una interpretación geofísica integrada (MacGregor, 2012).

A pesar de que la sísmica nos provee de una buena resolución en la imagen estructural y estratigráfica, tiene pobre sensibilidad a la saturación de fluidos en las rocas; caso contrario el del método CSEM marino que tiene baja sensibilidad de la resistividad al cambio de litología pero buena sensibilidad a las propiedades y distribución de los fluidos en una estructura. Similarmente, un registro de pozos tiene información de manera puntual pero no en un área de gran magnitud mientras que los métodos EM permiten una medición remota de resistividad.

El método de integración no es perfecto, por ejemplo, los datos de resistividad e impedancia acústica deben ser interpretados cuidadosamente. Cualquier pregunta geofísica, la solución más robusta será obtenida usando las herramientas más adecuadas para el cometido; además de que la integración de los datos resultantes debe estar dentro de un marco de física de roca para proveer un modelo de Tierra geológicamente razonable y consistente con cada tipo de dato geofísico disponible (MacGregor, 2012).

Finalmente cada tipo de dato debe ser interpretado dentro de su marco de trabajo (escala) para que el modelo resultante sea consistente con todos los datos usados en su construcción. Dentro de este marco de trabajo integrado, el CSEM marino puede proveer información complementaria de valor al ayudar a reducir el riesgo de exploración y facilitar la toma de decisiones en un prospecto mediante la integración de datos geofísicos (CSEM con MT, sísmica, registro de pozos y otros conjuntos de datos) (MacGregor, 2012). La integración puede ser simplemente una co-visualización de un cubo sísmico 3D y los datos 3D CSEM marinos para ver si los indicadores de hidrocarburos acústicos y de resistividad coinciden; o un proceso más complejo en donde la inversión CSEM se restringe basándose en los datos sísmicos, MT y/o de registros de pozo para producir un modelo robusto de resistividad que explique mejor las estructuras del subsuelo (Electromagnetic Geoservices, 2014).

4 DATOS CSEM

4.1 PRE Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Esta tesis se enfocó en la inversión de datos sintéticos, sin embargo se hablara brevemente de la importancia, para el modelado y la inversión, del procesamiento de los datos crudos. El procesamiento de datos inicia en el buque durante la adquisición porque es necesario tener datos con óptima calidad y resultados preliminares rápidamente. Así, si es necesario, se puede extender o ajustar la adquisición de datos mientras el buque se encuentra en el área del levantamiento (Electromagnetic Geoservices, 2014).

Los pasos básicos de procesado para datos reales CSEM marino son desmodulación, calibración, normalización con la fuente y rotación inline. Los datos medidos por los receptores se registran como series en el dominio del tiempo. En el paso de desmodulación, para extraer las frecuencias de interés y el ruido, los datos EM en tiempo son transformados al dominio de la frecuencia a través de la transformada de Fourier discreta (Johansen et al., 2007). La señal debe ser calibrada para relacionarla con el campo físico presente en los sensores del receptor en el momento de la medición; después, los datos grabados son convertidos en magnitud de campo EM (Brady et al., 2009).

Hasta la fecha por razones operacionales y de costo, la medición directa de la orientación de los receptores está limitada en el fondo marino. En vez de eso, la orientación es estimada a partir de los datos medidos. Posteriormente se realiza una rotación del sistema de referencia para la alineación de los receptores con la orientación de la fuente (Zach et al., 2008). Lo que significa que la fase del campo \bar{E} es cero cuando la distancia entre la fuente y el receptor es cero. La amplitud de la corriente se representa a través de la normalización por el momento dipolar dado por la longitud de la antena y la amplitud del primer armónico de la señal.

La intensidad del campo electromagnético en cada componente del receptor (E_x , E_y , H_x y H_y) depende de su orientación relativa respecto a la orientación de la fuente. Para todo ángulo, respecto a la dirección de la fuente en los sensores del receptor, se mide una parte de la magnitud de las componentes del campo EM. Basado en esto, la orientación de la antena, comparada con el campo transmitido, puede determinarse si el receptor está posicionado en línea con el transmisor del campo EM. Por convención, E_x se orienta en dirección de la fuente, pero se puede orientar respecto al norte o a cualquier referencia. En este caso, el campo total será denominado por las componentes E_x y H_y (sobre las componentes E_y y H_x) y los ángulos de rotación serán calculados a través de la maximización de E_x y H_y (Johansen et al., 2007).

En aguas someras (<500m), las mediciones CSEM marinas se complican por la propagación hacia abajo de la onda de aire, las componentes que han sido refractadas y reflejadas de la superficie marina debido al contraste entre el agua de mar que es muy conductiva y el aire que es muy resistivo (ver Figura 3-10). Estos campos propagándose hacia abajo interfieren con los campos propagándose hacia arriba desde

abajo del fondo marino y pueden enmascarar significativamente la respuesta de un yacimiento o conducir erróneamente la interpretación de los datos si no es tratada propiamente durante el procesado.

El desplazamiento (offset) entre fuente-receptor en el que la onda de aire comienza a dominar depende de la profundidad del agua, la frecuencia y la distribución de la resistividad debajo de la superficie. La separación up-down es un método para descomponer el campo EM medido en las componentes que se propagan hacia arriba y hacia abajo (Amundsen et al., 2006) y por lo tanto compensan el efecto de la componente de onda de aire y el ruido magnetoteléxico (MT) en los datos grabados. Para realizar la descomposición de campos, las componentes de los campos eléctricos y magnéticos son necesarias. Por lo que la separación up-down solo puede aplicarse en receptores equipados con ambos sensores, electrodos y bobinas magnética (Johansen et al., 2007).

4.2 MODELADO DIRECTO

El enfoque directo o modelado directo (Figura 4-1) es usado rutinariamente para predecir los datos o las respuestas que serían grabadas sobre una estructura hipotética. Estos datos son mejor conocidos como datos sintéticos y fue el tipo de dato con el que se trabajó en esta tesis. Dado los valores de resistividad R_h y R_v para un modelo hipotético, una relación teórica es usada para derivar los valores de la magnitud de las componentes de campo EM. Los datos sintéticos generalmente son comparados con datos observados; los parámetros del modelo son ajustados y la operación repetida hasta que el desajuste entre los datos sintéticos y los datos observados es aceptable (Meju, 1994).

Un buen número de procesos geofísicos pueden ser descritos matemáticamente por una ecuación integral de la forma:

$$d_i = \int_0^z K_i(z)p(z)dz \quad (4.1)$$

Donde d_i es el dato observado o medido del sistema debido a una entrada externa i ; $p(z)$ es una función relacionada, en este caso, con la resistividad o su inversa la conductividad y que representa los parámetros del modelo en función de z ; finalmente K_i son los llamados Kernels de los datos. Los kernels describen las relaciones entre los datos y la función del modelo $p(z)$. En las mediciones de campo, los valores numéricos obtenidos dependen de las propiedades físicas a caracterizar en el modelo. Es importante tener un estimado de los errores o la incertidumbre en los datos porque estos inciden en la confianza atribuida a los parámetros estimados (Meju, 1994).

La ecuación (4.1) representa al modelo como una función continua respecto a la profundidad o al radio de la distancia. Lo usual es discretizar esta ecuación para poder evaluarla en la computadora, entonces se hace uso de una sumatoria para que $p(z)dz$ sea ajustada a m y K_i sea ajustada a A_i . Se obtiene la fórmula discretizada (4.2):

$$d_i = \sum A_{ij}m_j \quad (4.2)$$

En geofísica se trabaja con números discretos ya que las observaciones en campo son registradas en un intervalo finito en vez de todo el rango $[0, \infty]$ requerido para caracterizar exclusivamente el sistema. Por ello los datos de campo se consideran incompletos y generalmente son inconsistentes. Además, por simplicidad computacional se describe la distribución continua de las propiedades físicas del medio $p(z)$ mediante una parametrización con un conjunto finito de parámetros (Meju, 1994).

El modelado numérico 3D de los electromagnéticos es usado hoy en día como motor para la inversión EM en 3D, para la verificación de modelos hipotéticos de conductividad 3D contruidos usando varios métodos numéricos y como herramienta para estudios de factibilidad. En el modelado 3D se resuelve numéricamente las ecuaciones de Maxwell (2.15 y 2.16) lo que permite calcular el campo \vec{E} y el campo \vec{H} dentro del volumen de interés, no importando donde se encuentren los campos en el modelo. Existen tres enfoques para obtener una solución numérica: Las diferencias finitas, los elementos finitos y las ecuaciones integrales (Avdeev, 2005). El algoritmo de modelado directo, del software que se utilizó para invertir los datos se basa en la solución numérica de diferencias finitas.

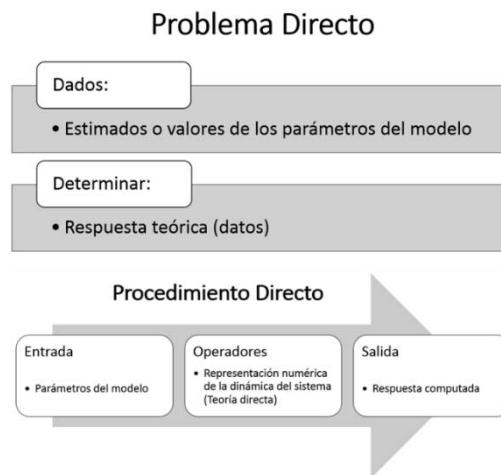


Figura 4-1 Esquema para resolver el problema o modelado directo (Meju, 1994)

4.2.1 DIFERENCIAS FINITAS

Este método, está basado en remplazar los operadores diferenciales de las ecuaciones de Maxwell (2.15 y 2.16) por los operadores de diferencias finitas, actuando en los valores discretos del campo electromagnético dentro de una malla 3D de tamaño $M = N_x \times N_y \times N_z$. El sistema resultante de ecuaciones lineales es de la forma: $d = A \cdot m$, donde el vector d es un vector consistente de los valores del campo EM en los nodos de la malla, m representa la fuente y las condiciones de frontera. La matriz resultante A es compleja, dispersa y simétrica (Avdeev, 2005).

La ventaja con estos métodos es que se puede aplicar una malla flexible para la discretización de los parámetros del modelo, de igual forma permiten el modelado de estructuras geológicas muy complejas y proveen una herramienta simple pero efectiva para resolver numéricamente el problema electromagnético

de frontera. Sin embargo, se tiene que discretizar todo el dominio del modelado en vez de solo la parte donde se encuentra la conductividad anómala. Hay distintos métodos para discretizar los valores del campo EM, la mayoría utiliza un algoritmo donde la región del modelo es discretizada en un número de prismas cuadrados o rectangulares como se muestra en la figura 4-2.

Un sistema cartesiano de coordenadas es definido con el eje z dirigido hacia abajo y el eje x dirigido hacia la derecha. Los índices i, k , y l son usados para numerar los puntos del mallado en las direcciones x, y , y z respectivamente. Los parámetros electromagnéticos σ, μ , y ε , se asumen constantes dentro de cada prisma. Representamos esta malla como Σ en la ecuación (4.3):

$$\Sigma = \left\{ \begin{array}{lll} x_1 = x', & x_{N_I} = x'', & x_{i+1} = x_i + \Delta x_i, \\ (x_i, y_k, z_l) & y_1 = y', & y_{N_K} = y'', & y_{k+1} = y_k + \Delta y_k, \\ & z_1 = z', & z_{N_L} = z'', & z_{l+1} = z_l + \Delta z_l, \end{array} \right. \quad (4.3)$$

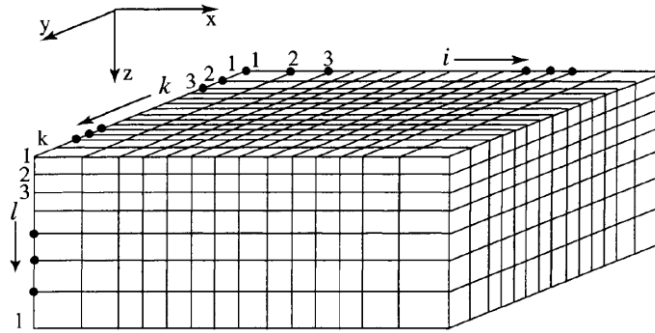


Figura 4-2 La región del modelo discretizada en prismas rectangulares (Zhdanov, 2002)

Una técnica común para discretizar el campo EM es el esquema de la malla escalonada Yee (1966) y Wang y Hohmann (1993). En una malla escalonada, las componentes del campo eléctrico, paralelas a los bordes, son muestreadas en el centro de los bordes de los prismas, mientras que las componentes del campo magnético, ortogonales a las caras correspondientes, son muestreadas en el centro de las caras de los prismas, como muestra la Figura 4-3.

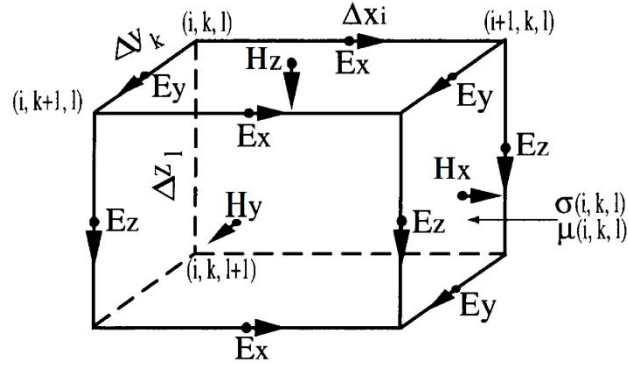


Figura 4-3 Discretización del campo EM en una malla escalonada, de acuerdo a Yee (1966) y Wang y Hohmann (1993), modificado de Zhdanov (2002).

La ventaja de la malla escalonada es que las componentes correspondientes del campo eléctrico \vec{E} y las componentes magnéticas \vec{H} son continuas en los bordes y caras de los prismas homogéneos respectivamente. Entonces las mallas escalonadas están compuestas por dos bucles elementales, útiles para la discretización de las ecuaciones de Maxwell (Wang y Hohmann, 1993): el bucle eléctrico está formado por cuatro componentes de \vec{E} paralelos a los bordes de una cara de un prisma y el bucle magnético está compuesto por cuatro componentes adyacentes \vec{H} a la cara del prisma como muestra la Figura 4-4.

$$\vec{H} = -\frac{1}{i\omega\mu} \nabla \times \vec{E} \quad (4.4)$$

La ecuación (4.4) se integra usando el teorema de Stokes sobre la cara S del prisma, delimitada por un contorno rectangular L , y sobre los bordes L :

$$\iint_S \vec{H} \cdot \mathbf{n} ds = \frac{1}{i\omega\mu} \iint_S (\nabla \times \vec{E}) \cdot \mathbf{n} ds = \frac{1}{i\omega\mu} \int_L \vec{E} \cdot \boldsymbol{\tau} dl \quad (4.5)$$

Donde \mathbf{n} es un vector unitario normal a la superficie del prisma, S , y $\boldsymbol{\tau}$ es el vector tangencial unitario correspondiente a los bordes del prisma, L ; las direcciones de \mathbf{n} y $\boldsymbol{\tau}$ son consistentes con la regla de la mano derecha. Se evalúan las integrales en la ecuación (4.5) aproximadamente en términos de las funciones discretizadas del campo eléctrico y magnético. Para el nodo (i, k, l) , las componentes x, y , y z del campo eléctrico \vec{E} son muestreadas en $(i + \frac{1}{2}, k, l)$, $(i, k + \frac{1}{2}, l)$, y $(i, k, l + \frac{1}{2})$ respectivamente y las componentes x, y , y z del campo magnético \vec{H} son muestreadas en $(i, k + \frac{1}{2}, l + \frac{1}{2})$, $(i + \frac{1}{2}, k, l + \frac{1}{2})$ y $(i + \frac{1}{2}, k, l + \frac{1}{2})$ respectivamente (Figura 4-4).

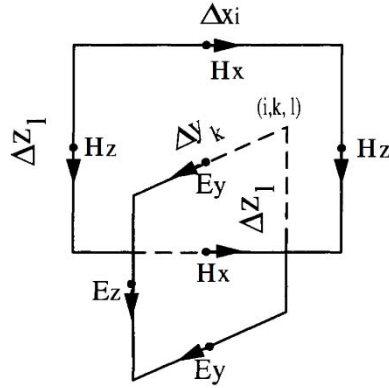


Figura 4-4 Concepto de los bucles eléctricos y magnéticos en una malla escalonada: el bucle eléctrico está formado por cuatro componentes \vec{E} paralelas a los bordes de una cara del prisma, mientras el bucle magnético está compuesto por cuatro componentes \vec{H} adyacentes a la cara del prisma (modificada de Zhdanov, 2002).

Utilizando formulas análogas para la ecuación (4.5), se integra numéricamente la primera ecuación de Maxwell y se procede a su evaluación con las funciones discretizadas. Combinando todas las ecuaciones algebraicas se obtiene un sistema de ecuaciones lineales para los valores discretizados del campo electromagnético en una malla escalonada:

$$(\mathbf{D}_s + i\omega\mu\sigma) \cdot \mathbf{e} = i\omega\mu\sigma \mathbf{c} \quad (4.6)$$

$$\text{Siendo: } d = \mathbf{e}, A = (\mathbf{D}_s + i\omega\mu\sigma) \text{ y } m = i\omega\mu\sigma \mathbf{c}$$

Donde \mathbf{e} es el vector $3M$ de valores desconocidos del campo eléctrico (siendo M el número de nodos de la malla); σ y μ son las matrices diagonales de las conductividades y permeabilidades respectivamente en las celdas de la cuadrícula; \mathbf{D}_s es la matriz simétrica-compleja $3M \times 3M$ de coeficientes para el sistema, la cual es independiente de la frecuencia ω así como dispersa con 13 entradas no nulas en cada fila; \mathbf{c} es el vector de términos libres, determinado por la fuente y las condiciones de frontera.

En los métodos de diferencia finitas se considera la solución del problema directo e inverso en una malla discreta formada por celdas rectangulares. Si numeramos cada celda como V_q , dentro de la región modelada e invertida V (consecutivamente a lo largo de la dirección horizontal y vertical), siendo $q = 1, 2, 3, \dots, N_m$ donde N_m es el número total de celdas en la malla iguales al número de los parámetros del modelo (conductividad anómala); la suposición convencional es que las conductividades de fondo y anómalas sean constantes dentro de cada celda (Zhdanov, 2002).

4.2.2 TÉCNICAS PARA MEJORAR LAS SOLUCIONES

No importando el método utilizado, el problema inicial directo EM se reduce a la solución de un sistema de ecuaciones lineales de la forma.

$$d = A \cdot m \quad (4.7)$$

Donde A es o se hace una matriz cuadrada. Comúnmente se resuelve iterativamente mediante un método preconditionador del subespacio de Krylov. Los métodos del supespacio de Krylov, como los de Lanczos, Arnoldi, Gradientes Conjugados CG, MGRES (residuo mínimo generalizado), CGS (gradientes conjugados cuadrados), QMR (cuasi residual mínimo) están contenidos por los vectores $r_n, Ar_n, A^2r_n, \dots, A^{q-1}r_n$:

$$K_s = \text{span}\{r_n, Ar_n, A^2r_n, \dots, A^{q-1}r_n\}. \quad (4.8)$$

La dimensión s , del subespacio Krylov K_s siempre es menor o igual que q ($s \leq q$) y $s = q$ si y solo si el sistema $\{r_n, Ar_n, A^2r_n, \dots, A^{q-1}r_n\}$ es linealmente independiente.

El método de subespacio Krylov se basa en aproximar el paso de la iteración Δm_n , por un elemento del subespacio Krylov K_s

$$m_{n+1} = m_n + \Delta m_n, \quad (4.9)$$

Donde:

$$\Delta m_n = -\sum_{l=1}^q k_{nl} A^{l-1} r_n, \quad n = 0, 1, 2, \dots; \quad q \geq 1, \quad (4.10)$$

r_n es el vector residual : $r_n = Am_n - d$. Las aproximaciones más óptimas son las aproximaciones Δm_n cuyo residual, $r_n = Am_n - d$, tiene la norma Euclidiana más pequeña:

$$\|r_{n+1}\|^2 = \|Am_{n+1} - d\|^2 = \|Am_n - \sum_{l=1}^q k_{nl} A^l r_n - d\|^2 = \|r_n - \sum_{l=1}^q k_{nl} A^l r_n\|^2 = \min \quad (4.11)$$

Las propiedades de la matriz A están determinada por el método aplicado para resolver el problema, siendo dos cosas las que importan: Que tan exacta es la representación de las ecuaciones de Maxwell en $d = A \cdot m$ y que tan bien preconditionada se encuentra la matriz A . Los sistemas pobremente condicionados tienen a converger lentamente si es que convergen.

Para abordar la primera cuestión se utilizan las mallas escalonadas (Figura 4-3) porque producen aproximaciones coercitivas – la conservación de leyes ($\nabla \times (\nabla f) = 0$ y $\nabla \cdot (\nabla \times \mathbf{f}) = 0$) se satisfacen. Esta aproximación sigue naturalmente por la interacción entre las leyes de Faraday y Ampere dadas en (2.15) y (2.16) respectivamente.

Con el fin de abordar la segunda cuestión, una variedad de preconditionadores han sido diseñados y aplicados. En bajas frecuencias, la convergencia con los preconditionadores comunes se dificulta, ya que las ecuaciones de Maxwell (2.15 y 2.16) se degradan (en la ecuación (4.12) Δ se debe al tamaño de la celda). Dentro de la metodología de diferencias finitas y bajas frecuencias o números de inducción pequeños (el caso de CSEM marino) se utilizan preconditionadores de LIN (low induction number) o de multigrad (multimalla).

$$k = \sqrt{i\omega\mu\sigma\Delta} \ll 1 \quad (4.12)$$

El uso de los potenciales EM, como es el caso de los potenciales de Helmholtz con el gauge de Coulomb en vez del campo EM ayuda a mejorar y acelerar la convergencia de la solución. Las técnicas utilizadas no son solo meros artefactos matemáticos para acelerar la convergencia de la solución, están profundamente relacionadas con la física del problema de inducción EM y permiten describirlo con mayor precisión (Avdeev, 2005).

Según Plessix, (2007) en configuraciones geológicas muy complejas donde se tiene poco o ningún conocimiento geológico previo y es necesario un modelo 3D para explicar los datos observados (un caso común en los CSEM marinos), la opción más viable es la optimización local de gradientes para evitar cambios bruscos y solucionar los problemas directo e inverso.

La mayoría de las soluciones en el problema directo para CSEM marino en 3D recaen en iterar repetidamente el gradiente de la función de desajuste con respecto a la conductividad discreta de la malla $g = \partial \varepsilon / \partial \sigma$. Donde un parámetro de regularización suavizada, es la opción más frecuente para calcular el desajuste de los datos ε . Las diferencias en los algoritmos radican principalmente en el operador directo, el mallado de los modelados directo e inverso y en el enfoque del preconditionador usado durante la optimización. En el software utilizado, el cálculo del gradiente está basado en la primera aproximación de Born, que asume una relación lineal entre la perturbación del campo debido a una perturbación del modelo. Al tomar en cuenta la reciprocidad electromagnética y el principio de superposición, solo se necesitan dos pasos de modelado directo por receptor para calcular el gradiente del campo diferencial, entre los datos reales y los simulados, usando una formulación de la función de Green (Zach y Frenkel, 2009).

Støren et al. (2008) utilizan un método de diferencias finitas en el dominio del tiempo (FDTD), modificado por Maaø (2007), para modelar los campos electromagnéticos descritos por un modelo de conductividad en 3D en todo el espacio (arriba y debajo del fondo marino). En los problemas geofísicos, un obstáculo importante para resolver eficientemente las ecuaciones con el método FDTD es el amplio rango de velocidades en cada problema. Para hacer frente a esto, emplean una transformada matemática del problema original para reducir la dependencia de la frecuencia del problema transformado. Esto se traduce en una disminución formidable en el tiempo computacional. Después de que el problema transformado ha sido resuelto, los datos son transformados al dominio de la frecuencia usando la transformada de Fourier con una frecuencia compleja, produciendo datos en el dominio de la frecuencia que satisfacen el problema original (Støren et al., 2008).

4.3 MODELADO INVERSO

En el modelado inverso, la estructura de la Tierra u otra información útil es estimada a partir de los datos de campo (Figura 4-5); dada cierta información en los valores de las cantidades medidas se usa una relación teórica para derivar los valores de los parámetros que reproducen las observaciones de campo (Meju, 1994).

En el caso de los métodos electromagnéticos, el modelo buscado tiene más parámetros que datos observados por lo que es un problema mal condicionado y existen una infinidad de modelos que pueden satisfacer los datos dispersos y con ruido. Los problemas inversos de datos reales son no lineales, porque en general las soluciones son inestables (la inversión no converge) o no únicas (localmente). Para superar estas dificultades uno debe usar métodos de regularización para obtener soluciones estables y localmente única (Zhdanov, 2009).

El problema inverso es discretizado y el modelo del subsuelo hipotético es parametrizado en un número finito de variables. La parametrización es el proceso para seleccionar las variables que representan los datos y los parámetros de los modelos. Se tiene que plantear el problema de la forma $d = Am$ que es manejable computacionalmente. La teoría de inversión en geofísica se preocupa por la aproximación de otro modo con funciones continuas de número finito de parámetros (Meju, 1994).



Figura 4-5 Esquema para resolver el problema o modelado inverso (Meju, 1994)

4.3.1 INVERSIÓN 2.5D

La inversión 2.5D permite obtener una imagen confiable de la distribución de la conductividad con la que se puede tener una interpretación aceptable en menor tiempo que una inversión en 3D. En la inversión 2.5D, se permite que la resistividad modelada varíe verticalmente y horizontalmente únicamente sobre la dirección en línea (inline, por convención eje X) de los receptores; la resistividad es constante en la dirección horizontal perpendicular. Esta simplificación reduce enormemente el tiempo del procesado y lo convierte en un método rápido pero robusto que provee secciones en profundidad de resistividad del subsuelo a lo largo de las líneas EM en 2D. El modelo de resistividades resultante provee invaluable información en caso de anomalías de alta resistividad, que pueden ser un indicador de presencia de hidrocarburos. El modelo está en 2D, pero la fuente es simulada en 3D (solo se utilizan datos inline y no azimutales para la inversión), lo que permite que a la inversión se le conozca como inversión 2.5D (Electromagnetic Geoservices, 2014).

Las inversiones 2.5 D funcionan muy bien para obtener información preliminar sobre como funcionara la inversión de los datos en 3D. En esta tesis se realizó la inversión 2.5D de dos líneas en el área de estudio hipotético para calcular la anomalía que se esperaba recuperar en la inversión 3D. Los resultados se presentaran en el siguiente capítulo.

4.3.2 INVERSIÓN 3D

El producto final de la inversión 3D puede proporcionar una distribución de resistividad 3D del subsuelo que delinea los prospectos y yacimientos, colocándolos con precisión tanto lateralmente como en profundidad. La incorporación de datos azimutales adquiridos en el mallado 3D durante la adquisición, permite mejorar la resolución espacial y precisión del modelo final de resistividades 3D. Los cubos de resistividades en profundidad, son usados para realizar integración con otros métodos o datos geofísicos (velocidades sísmicas, registros de pozos y otros datos). Para evitar artefactos de algoritmo o anomalías irreales en el cubo de resistividades es necesario tomar en cuenta un modelo de resistividad vertical y otro de resistividad horizontal para poder calcular la anisotropía; en caso de que haya cuerpos isotrópicos (como cuerpos de sal) se deben tomar en cuenta para mejorar la interpretación de la inversión. De igual manera, para mejorar resultados, se pueden integrar horizontes sísmicos como restricciones en el modelo inicial (Electromagnetic Geoservices, 2014).

Encontrar la solución numérica correcta del problema de inversión en 3D es complicado y computacionalmente difícil debido a que:

1. Se requiere de una solución del problema directo rápida, precisa y confiable; las soluciones aproximadas proporcionan una rápida solución al problema inverso, especialmente para modelos con bajo contraste de conductividad, pero se puede perder precisión en el modelado.
2. El problema inverso es de gran escala; usualmente con miles de puntos (N) a ser invertidos en decenas de miles de variables (M) del modelo. En este caso, la matriz de sensibilidad es muy numerosa para ser directamente calculada y guardada en la memoria.
3. El problema está mal condicionado con soluciones no lineales y extremadamente sensibles. Esto significa que debido a que los datos son limitados y contaminados por el ruido, existen varios modelos que ajustan igualmente dentro del umbral de tolerancia (Avdeev, 2005).

Se considera el problema inverso como

$$m = A^{-1} \cdot d \quad (4.13)$$

Donde $m \in M$ es una función (o vector) en un espacio real (complejo) Hilbert de los parámetros del modelo, $d \in D$ es un elemento del espacio real (complejo) Hilbert D del conjunto de datos y A^{-1} es un *operador inverso no lineal* (una matriz cuadrada). En el caso de un operador no lineal A^{-1} , la minimización de la función de desajuste solo puede encontrarse iterativamente.

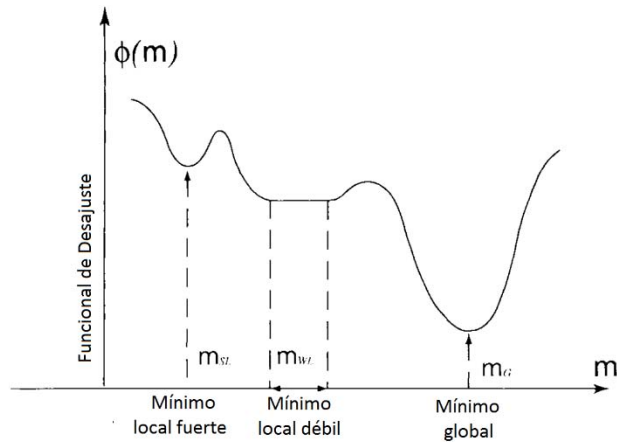


Figura 4-6 Tipos de mínimos en la función de desajuste (Modificada de Zhdanov, 2002)

Se considera una función de desajuste

$$\phi(m) = \frac{1}{2} \|d^{obs} - F(m)\|^2 = \min \quad (4.14)$$

En casos generales, la ecuación (4.14) tendrá varios mínimos (Figura 4-6): un mínimo local fuerte, un mínimo local débil y el mínimo global. Si la solución del problema original inverso (4.13) no es único no habrá mínimo global de la función de desajuste. Es necesario aplicar condiciones de regularización para resolver el problema inverso mal condicionado. Los métodos de gradiente siempre buscan como regla un mínimo local, un punto en el que la función $\phi(m)$ es pequeña en comparación a todos los puntos alrededor, aunque no siempre logran encontrar dicho punto. Al mismo tiempo, muchos algoritmos para encontrar los mínimos globales, se basan en resolver una secuencia de mínimos locales en la que los métodos de gradiente pueden ser aplicados (Zhdanov, 2002).

Para hacer la solución única y dependiente de los datos es necesario incluir una función de estabilización, (Tikhonov y Arsenin, 1977). Esta función selecciona, de un conjunto de datos de posibles soluciones, la solución que al mismo tiempo pertenece al conjunto de soluciones subordinadas a los datos y poseen una propiedad específica dependiendo del estabilizador elegido. La elección en un estabilizador es de suma importancia ya que impacta fuertemente en la solución obtenida.

La función de desajuste entonces queda regularizado de la siguiente forma:

$$\phi(m, \lambda) = \phi_d(m) + \lambda \cdot R(m) \xrightarrow{m, \lambda} \min \quad (4.15)$$

Donde $\phi_d(m) = \frac{1}{2} \|d^{obs} - F(m)\|^2$ es el desajuste en los datos, $R(m)$ es la función de estabilización, $F(m)$ es el mapeo del problema directo, m generalmente es el logaritmo de la conductividad ($m = \log(\sigma)$) y $\lambda > 0$ es un multiplicador de regularización (Avdeev, 2005).

Debido a la naturaleza difusiva de las ondas electromagnéticas en medios conductivos, la amplitud de las respuestas EM se atenúa rápidamente. Ejemplo de esta atenuación, la respuesta en offsets largos puede ser 5 ordenes de magnitud más pequeña que en offsets cercanos. Por otra parte, los offsets largos contienen información de la parte profunda de la tierra. Para compensar el rapido decaimiento de la amplitud en los datos y equilibrar el rol de cada offset medido se utiliza un peso en la función de desajuste (Plessix, 2007). En el algoritmo utilizado para la inversión 3D, el desajuste se pondera en un esquema binario. Cuando el cociente S/N es mayor que el campo medido, la ponderación es igualada a cero para que los datos no entren a la inversión. De otra forma, la ponderación estimada depende del inverso del cuadrado del campo medido para evitar alguna tendencia a priori dentro de la inversión (Zach y Frenkel, 2009).

Para encontrar una solución a este problema de optimización generalmente se aplican métodos no lineales de iteración tipo Newton: como el Newton completo, Gauss-Newton, Cuasi-Newton o algún modificado. Sin embargo, en cada iteración de los métodos Newton, se tiene que calcular y guardar en la memoria la matriz de sensibilidad $N \times M$ ($J = \frac{\partial F}{\partial m}$) y la matriz Hessiana $M \times M$ ($H = \frac{\partial^2 \phi}{\partial m^2}$), o su aproximación (tal como $H \approx J^T J$) lo que involucra resolver un gran y denso sistema lineal de ecuaciones de la forma (4.16) a fin de encontrar una actualización del modelo Δm_n donde $g = \frac{\partial \phi}{\partial m}$ es el vector gradiente:

$$H \cdot \Delta m_n = -g \quad (4.16)$$

Una vez que Δm_n es encontrado, el nuevo modelo está dado por

$$m_{n+1} = m_n + \beta \cdot \Delta m_n \quad (4.17)$$

donde β ($0 < \beta < 1$) es determinado mediante una búsqueda lineal. Sin embargo, aún con el uso de las técnicas de reciprocidad eficientes, la evaluación directa de la matriz de sensibilidad J aún requiere la solución de K problemas directos (y sus adjuntos) donde $K = \{N, M\}$. Este procedimiento se vuelve computacionalmente limitante para los problemas inversos 3D más complejos, por lo que es común tratar de economizar o inclusive derivar la evaluación de la matriz de sensibilidad de J (Avdeev, 2005).

Los métodos Cuasi-Newton, al igual que los de pendiente inclinada, requieren únicamente del gradiente de la función objetivo en cada iteración. Al medir el cambio en los gradientes, construyen un modelo de la función objetivo que es lo suficientemente bueno para producir convergencia superlineal. Al no ser requeridas las segundas derivadas, los métodos cuasi-Newton son a veces más eficientes que el método de Newton. La idea fundamental, de la actualización en cada iteración, del método cuasi-Newton es: en vez de recalcular las matrices en cada iteración, se aplica una simplificación (4.18) que combina la información más recientemente observada sobre la función objetivo con el conocimiento existente incrustado en la aproximación de Hessiana (Nocedal y Wright, 1999).

$$\Delta m_n = -G_n g_n \quad (4.18)$$

De igual manera, en el método cuasi-Newton a veces es más efectivo aproximar la matriz Hessiana solo en la parte que se relaciona directamente con el desajuste de los datos, en lugar de aproximar la matriz completa (Haber, 2005). Formas alternas de recursivamente calcular las matrices G_n están dadas por los métodos DFP, BFGS o L-BFGS (Nocedal y Wright, 1999). Todos estos métodos cuasi-Newton retienen la rápida convergencia local de los métodos Newton, aunque son más lentos.

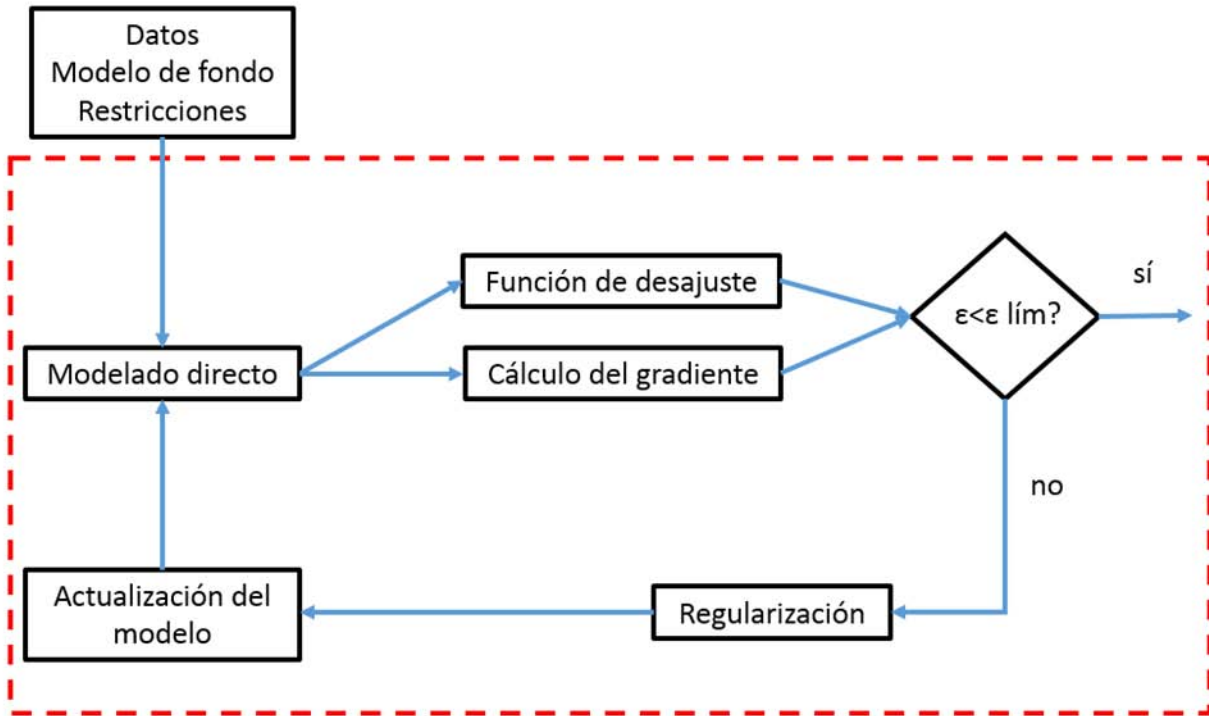


Figura 4-7 Ciclo iterativo del algoritmo de inversión 3D basada en gradiente (Zach et al., 2008).

Finalmente, los datos de entrada en la inversión 3D son los datos observados, el modelo de conductividad de background y los parámetros para la regularización que se crean necesarios según la información a priori. Entonces el proceso iterativo de inversión 3D (Figura 4-7) consiste en: un modelado directo de datos sintéticos basados en el modelo inicial; el cálculo del desajuste entre los datos observados y los sintéticos así como el cálculo del gradiente del desajuste con la variación de la conductividad del modelo directo; si el modelo no cumple con el mínimo desajuste se procede a aplicar una regularización y una actualización del modelo para realizar de nuevo otra iteración hasta que se alcance el desajuste deseado (Zach y Frenkel, 2009). En el caso de esta tesis, se trabajaron con datos sintéticos. El proceso iterativo se vio modificado un poco: primero se hizo el modelado directo para obtener los datos sintéticos, se les añadió ruido sintético y se procedió a realizar la inversión 3D. De manera simplificada la Figura 4-8 muestra el proceso.

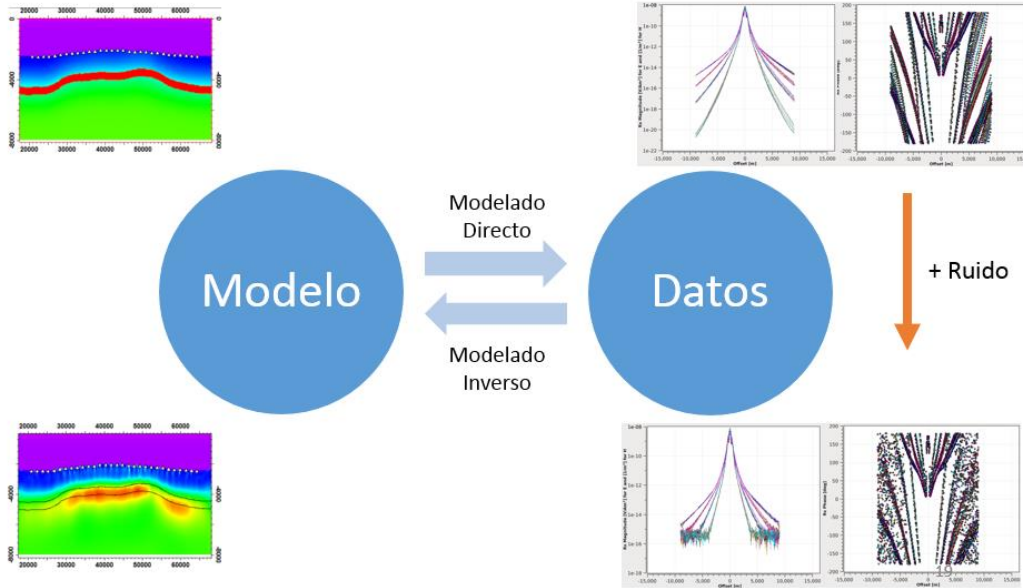


Figura 4-8 Proceso iterativo de inversión 3D usando datos sintéticos.

4.3.2.1 PRECONDICIONAMIENTO POR PROFUNDIDAD

La ponderación de la función de desajuste corrige los efectos de difusión en el espacio de datos pero no corrige realmente los efectos de difusión en el espacio del modelo: los datos son más sensibles a cambios en la parte somera del modelo que en la parte profunda. Una manera de mitigar los efectos a profundidad de la actualización del modelo y tener una mejor recuperación de la parte profunda se logra al aproximar la matriz inversa Hessiana con una matriz diagonal:

$$D(\mathbf{x}, \mathbf{x}) = \begin{cases} 1 & \forall z \leq z_z \\ e^{\beta(z-z_b)} & \forall z > z_b \end{cases} \quad (4.19)$$

Donde $\mathbf{x} = (x, y, z)$ y z_b es la profundidad del fondo marino en x, y . β es un número positivo (Plessix, 2007).

A causa de la naturaleza difusiva de la onda electromagnética (si se ignoran los efectos geométricos), la amplitud en el punto \mathbf{x} de la onda electromagnética debajo de la superficie en un medio homogéneo es proporcional a $e^{-\|\mathbf{x}-\mathbf{r}'\|/\delta}$, donde δ es la penetración nominal. Para compensar el efecto de la penetración nominal, se elige un $\beta = \frac{\gamma}{\delta}$ que afecta la exponencial de la atenuación en la señal EM. La constante γ es un número entre 0 y 4 (Plessix, 2007). El elegir una $\gamma = 0$ indica que no se desea compensar el efecto de la penetración nominal mientras que una $\gamma = 1$ y $\gamma = 4$ indican que se está compensando en un 100% y en un 400% respectivamente. En esta tesis se trabajó en la variación de la constante γ , también llamada factor de acondicionamiento DW (Depth weighting), en la inversión 3D del modelo #1.

5 INVERSIÓN DE DATOS SINTÉTICOS

El modelo sintético está inspirado en casos de estudio reales. El nivel de ruido fue determinado e insertado de manera sintética en los datos sintéticos obtenidos a partir del modelo sintético. Como corte del S/N (señal-ruido) se ha escogido un límite de 15 dB. Los datos de entrada en cada inversión fueron el modelo inicial y los parámetros de ponderación, rango de offsets y frecuencias. El modelo inicial fue utilizado para la elaboración del modelo sintético al insertar una capa resistiva regional sin modificar la resistividad en las demás celdas del modelo.

5.1 INVERSIÓN 2.5D

Primeramente, dos inversiones en 2.5D fueron realizadas para obtener resultados robustos, rápidos y confiables de la respuesta de una capa resistiva modelada dentro de un anticlinal. Con los resultados obtenidos se elaboró el modelo sintético para la inversión en 3D. El modelo, realizado en 3D, fue cortado dentro del software en dirección de las líneas invertidas para obtener los modelos en 2D y posteriormente hacer el modelado directo según las consideraciones de la inversión 2.5D (la resistividad es constante en la dirección horizontal perpendicular a la línea).

Los datos sintéticos fueron generados para dos líneas inline: la primera, 01Tx001 con 12 receptores a lo largo de una sección del eje del anticlinal y la segunda, 03Tx001 con 7 receptores perpendicular al eje (Figura 5-1). En ambas líneas el espaciamiento entre receptores fue de 1.5 km en la dirección de la línea remolcada (towed line).

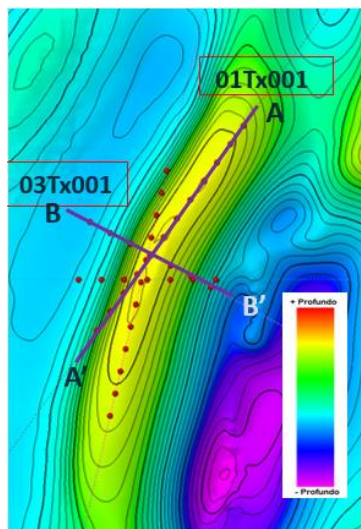


Figura 5-1 Líneas planeadas para inversión en 2.5D sobre un fondo marino sintético. Solo se invirtieron la 01Tx001 y la 01Tx003.

Es espesor de la capa resistiva fue 400m siguiendo la forma de una estructura anticlinal y extendiéndose en todo el modelo. La resistividad asignada en la dirección vertical fue de $6 \Omega \cdot m$ mientras que en la horizontal de $3 \Omega \cdot m$ (para obtener una anisotropía de 2). La profundidad de la cima y base de la capa resistiva, en la parte más somera de la estructura anticlinal, fue de 1600 y 2000 metros respectivamente. El tamaño de celda elegido fue de $x=100$, $y=100$ y $z=50$ metros. Las componentes de los campos E_x y E_y fueron generadas sintéticamente en las frecuencias 0.2, 0.4, 0.6 y 2 Hz para simular una forma de onda con armónicos a esas frecuencias.

5.1.1 LÍNEA 01Tx001

La línea 01Tx001, está conformada por 12 receptores (separados cada 1.5 km) y tiene una extensión total de 16.5 km. Esta línea se localiza a lo largo de la sección superior del eje del anticlinal. La estructura modelada es un anticlinal no recto, con espesor de la capa resistiva anisópaco (no uniforme) de flancos apretados (Figura 5-1).

La inversión de la línea 01Tx001 tuvo problemas para converger como se puede observar en la Figura 5-2. Se decidió tomar la iteración 81 al comparar el error significativo y las diferencias entre iteraciones aceptables (aquellas iteraciones en donde el error significativo disminuye con los cambios de resistividad en el modelo). El error significativo, es el desajuste que toma en cuenta todas las variables que afectan la certidumbre en el dato. Los picos en la gráfica de la Figura 5-2 se deben a que el algoritmo de inversión siempre intentara encontrar el mejor modelo que ajuste a los datos. Cuando sea complicado para el algoritmo disminuir el error entre los datos, realizara cambios bruscos en el modelo de resistividades como un intento para reducir el desajuste entre ellos.

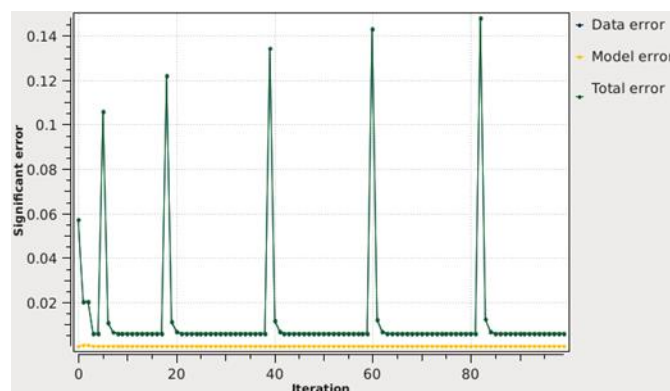


Figura 5-2 Gráfica de convergencia en la inversión 2.5D de la línea 01Tx001

La Figura 5-3 muestra el corte transversal de la línea 01Tx001 siguiendo una sección del eje del anticlinal. En el lado izquierdo, asignados con el subíndice “a”, se muestran los modelos de resistividad vertical (Rv) y del lado derecho, asignados con el subíndice “b”, los de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes superiores, asignadas con el número “1”, pertenecen al modelo sintético utilizado para producir los datos sintéticos; las imágenes centrales, asignadas con el número “2”, al modelo de fondo también utilizado como modelo inicial; finalmente, las imágenes inferiores asignadas con el número “3”, pertenecen al modelo resultante de la inversión 2.5D.

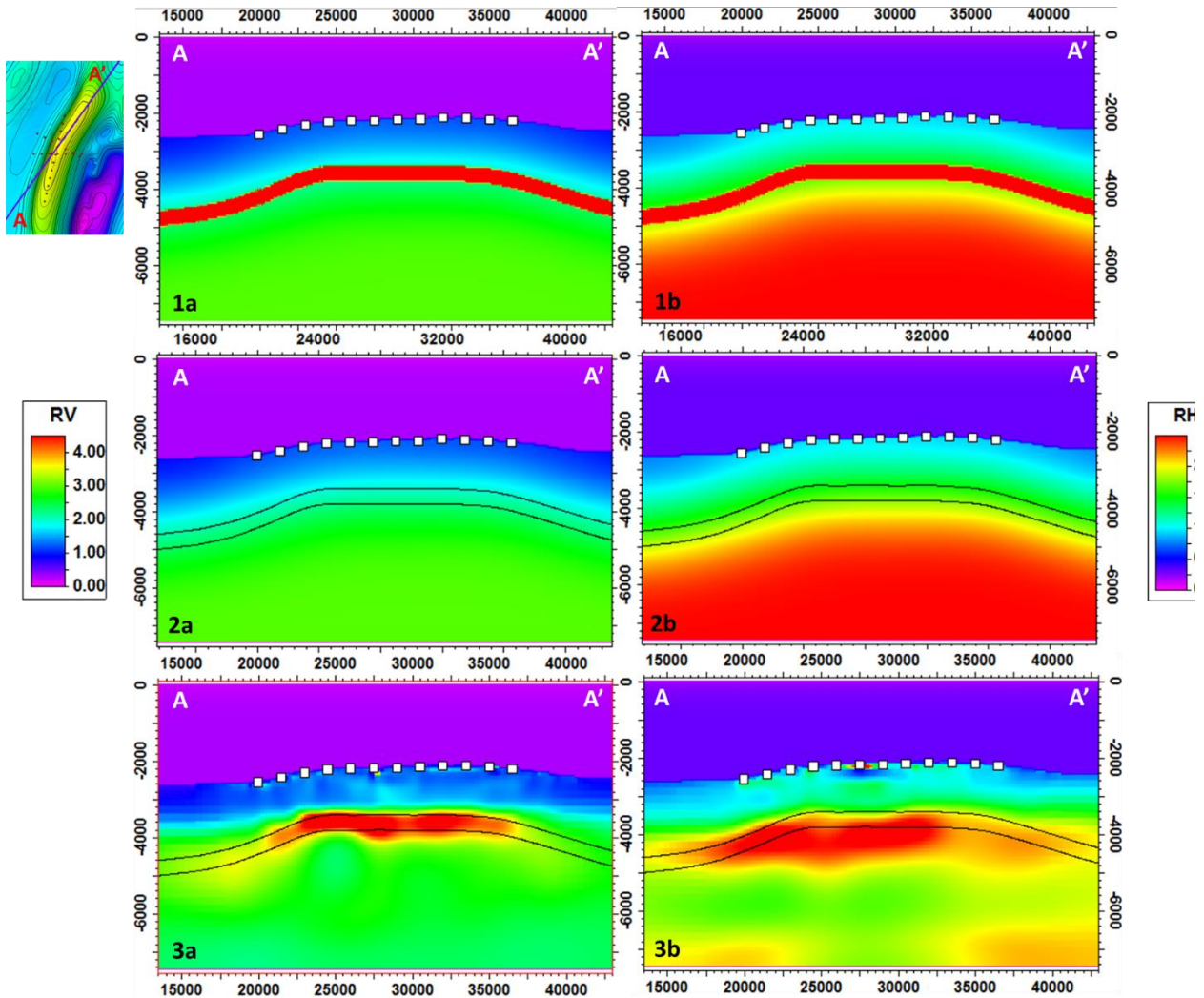


Figura 5-3 Modelos de la línea 01Tx001 siguiendo una sección del eje del anticlinal. En el lado izquierdo, asignados con el subíndice “a”, se muestran los modelos de resistividad vertical (Rv) y del lado derecho, asignados con el subíndice “b”, los de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes superiores, asignadas con el número “1”, pertenecen al modelo sintético utilizado para producir los datos sintéticos; las imágenes centrales, asignadas con el número “2”, al modelo de fondo también utilizado como modelo inicial; las imágenes inferiores, asignadas con el número “3”, pertenecen al modelo resultante de la inversión 2.5D.

El modelo de inversión de resistividad vertical (3a de la Figura 5-3) muestra una respuesta resistiva que se puede asociar a la capa regional. Su resistividad vertical es menor a la modelada sintéticamente pero se encuentra localizada correctamente a profundidad en el área que abarcan los receptores. La respuesta resistiva se logra extender hasta la nariz izquierda del anticlinal pero no se encuentra debajo de los receptores, entre más se aleja una respuesta resistiva de los receptores más incertidumbre se tiene en su interpretación. La inversión crea una zona conductiva debajo de la respuesta resistiva, en donde la pendiente del eje del anticlinal se vuelve pronunciada.

En el modelo de inversión de resistividad horizontal (3b de la Figura 5-3) la respuesta resistiva que se observa es amorfa y se encuentra localizada a mayor profundidad. En un caso real sería difícil asociarla a la capa resistiva original sin información previa de su existencia. Sin embargo, el hecho de que exista una respuesta resistiva en Rh quiere decir que el espesor del resistivo, en este caso la capa regional, tiene un espesor considerable. Se observan artefactos numéricos en el modelo invertido: pequeñas anomalías resistivas (imprints) en la parte somera del fondo marino (debido al problema de posicionamiento en los receptores, a causa de las variaciones en la batimetría, durante la inversión); en la parte central de la línea de receptores y en la parte profunda del modelo de inversión en donde la resistividad es menor que el modelo inicial usado para la inversión.

5.1.2 LÍNEA 01Tx003

La línea 01Tx003 está conformada por 7 receptores (igualmente separados cada 1.5 km), tiene una extensión total de 9 km y corta el eje del anticlinal (Figura 5-1). La línea 01Tx003 convergió de forma más uniforme en comparación a la línea 01Tx001 (Véase Figura 5-4). Una razón de esta mejor convergencia se debe a que el algoritmo tuvo que ajustar un menor número de datos por ser menor el número de receptores; además de que en este corte la consideración de la resistividad horizontal constante, en la dirección perpendicular a la línea, se cumple. La iteración elegida fue la número 12.

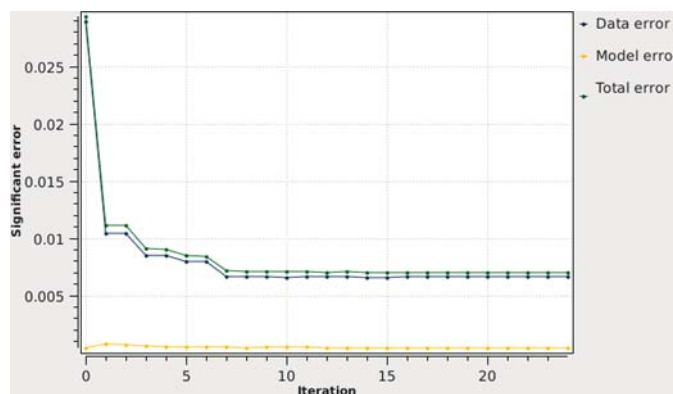


Figura 5-4 Gráfica de convergencia en la inversión 2.5D de la línea 01Tx003.

La Figura 5-5 muestra el corte transversal de la línea 01Tx003, perpendicular al eje del anticlinal. En las imágenes asignadas con el subíndice “a”, se muestran los modelos de resistividad vertical (Rv) y las

asignadas con el subíndice “b”, se observan los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes asignadas con el número “1”, pertenecen al modelo sintético; con el número “2”; al modelo de fondo e inicial; las asignadas con el número “3”, pertenecen al modelo obtenido de la inversión 2.5D.

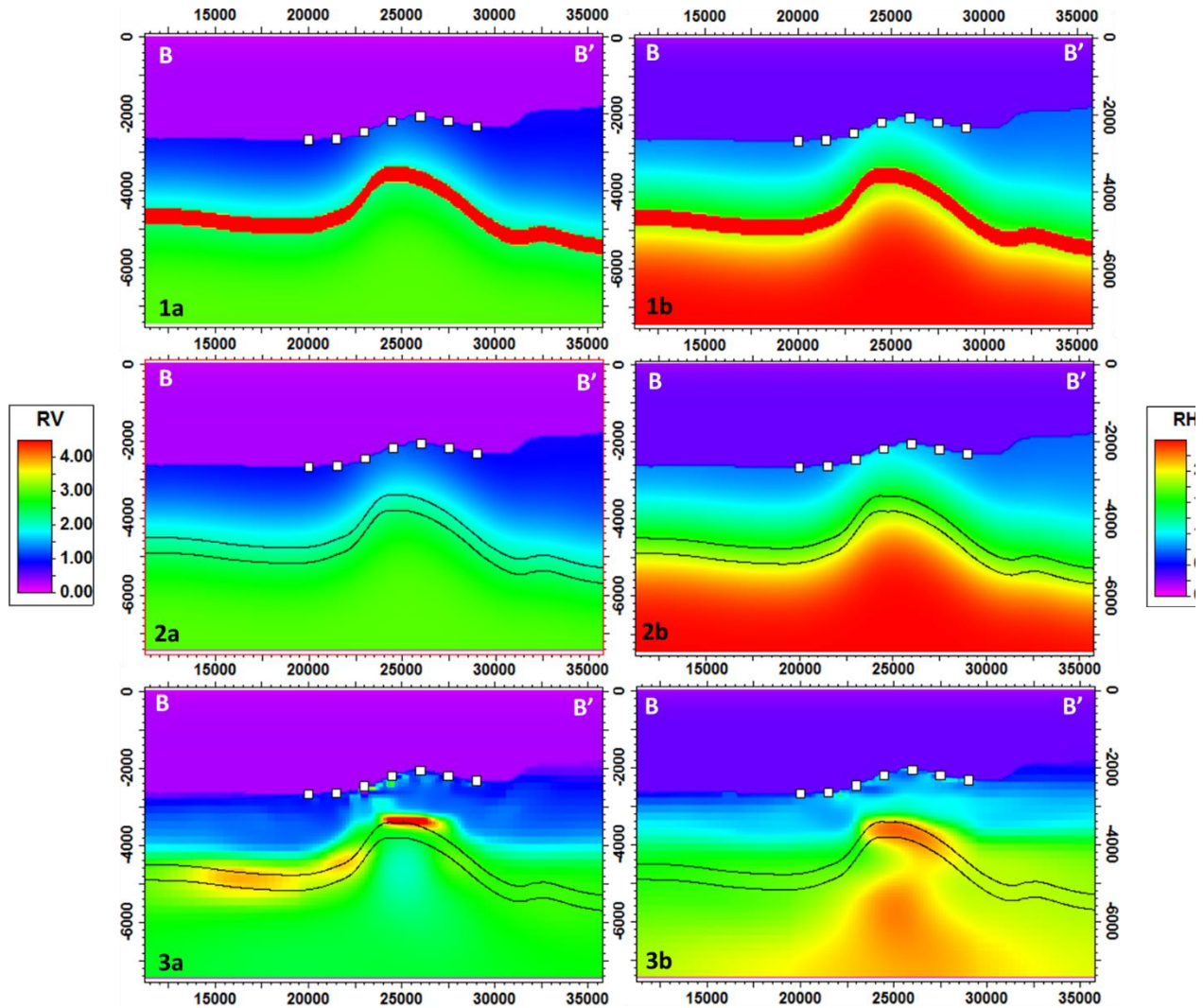


Figura 5-5 Las imágenes asignadas con el subíndice “a”, se muestran los modelos de resistividad vertical (Rv) y las asignadas con el subíndice “b”, se observan los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes asignadas con el número “1”, pertenecen al modelo sintético; con el número “2”, al modelo de fondo e inicial y las asignadas con el número “3”, pertenecen al modelo obtenido de la inversión 2.5D.

En el modelo de inversión de resistividad vertical (3a de la Figura 5-5) se observan: una respuesta resistiva de poco espesor en la cima del anticlinal, otra respuesta que sigue la forma del flanco y el valle izquierdo del anticlinal y una zona conductiva dentro del núcleo del anticlinal. La respuesta resistiva que puede asociarse a la capa regional es la que está en la cima del anticlinal, sin embargo el algoritmo de inversión recupera un espesor menor al real además de colocarlo arriba de su posición original. Esto puede deberse

a que se tiene menor información de la capa a recuperar, la forma de la estructura y a un menor número de receptores. La respuesta resistiva que sigue el flanco y el valle del anticlinal se aleja de la línea formada por los receptores; en un caso real, la incertidumbre de asociar este tipo de respuesta a un objetivo es mayor. La zona conductiva dentro del anticlinal se sabe que no existe en el modelo sintético de resistividad vertical lo que permite concluir que es un artefacto numérico de la inversión, un efecto de sombra de la respuesta resistiva.

En el modelo de inversión de resistividad horizontal (3b de la Figura 5-5) se observan: una respuesta resistiva concentrada en la cima del anticlinal y una zona resistiva debajo del núcleo. La inversión no recupera la capa resistiva en toda la extensión de la línea de receptores porque se enfoca en la cima del anticlinal, donde es más sencillo para el algoritmo recuperar una respuesta resistiva al ser menos profunda esa parte de la capa. En la parte profunda del modelo, debajo del núcleo del anticlinal, la respuesta resistiva se debe a la resistividad de fondo en los modelos sintético e inicial (1b y 2b de la figura 5-5) en lugar de la capa regional. La resistividad aquí es mayor que en la parte media del modelo porque las corrientes horizontales de la señal EM son sensibles a la parte profunda del modelo de fondo.

5.1.3 OBSERVACIONES

Los resultados en ambas líneas demuestran que el método es sensible a la capa resistiva. El modelado de los datos sintéticos se realizó dentro del algoritmo de inversión 2.5D, por lo que se conservó la consideración de que la resistividad en la dirección horizontal perpendicular es constante. En el caso de una estructura geológica compleja como la de un anticlinal, los modelos invertidos, tienen una mayor incertidumbre debido a las simplificaciones que se toman en cuenta para la inversión 2.5D. Además de que se generan artefactos numéricos (imprints) que pueden llegar a afectar la interpretación correcta de los modelos invertidos en Rv y en Rh si no se aplica una regularización adecuada en la inversión, sobre todo en la parte somera del modelo. No obstante, en una inversión 2.5D se verán las respuestas resistivas más significativas. Las propiedades calculadas, a partir de los modelos invertidos, recuperan aproximadamente el 60% de la capa resistiva debajo de los receptores pese a los artefactos numéricos en el núcleo del anticlinal (Tabla 5-1).

Tabla 5-1 Propiedades preliminares a partir de la inversión 2.5D

Propiedades preliminares 2.5D		
	Rv/Sint	Rh/Sint
Prom de ρ [$\Omega \cdot m$]	4.5/6	2.75/3
TR [$\Omega \cdot m^2$]	1800/2400	-
ATR [$\Omega \cdot m^2$]	912/1512	-

5.2 INVERSIÓN 3D

Con los resultados obtenidos en la inversión 2.5D se modificó el modelo sintético #1 de la inversión 3D. El espesor de la capa se aumentó de 400m a 500m y se realizó un segundo modelo sintético a invertir. Este modelo #2 tiene una capa a menor profundidad debajo del fondo marino y es de menor espesor con el fin de observar el efecto de los imprints en la parte somera. Los resultados presentados son cortes hechos en los modelos de inversión 3D por simplicidad gráfica.

5.2.1 MODELO INICIAL PARA LA INVERSIÓN 3D

Se creó la plantilla del modelo sintético (Figura 5-6) a la cual se le asignaron unos valores de resistividad para el modelo inicial R_v y otros valores de resistividad para el modelo inicial R_h (Figura 5-7 1a y 1b). La tabla 5-2 muestra el número de capas, espesor y resistividades de ambos modelos, así como la anisotropía en cada capa (R_v/R_h).

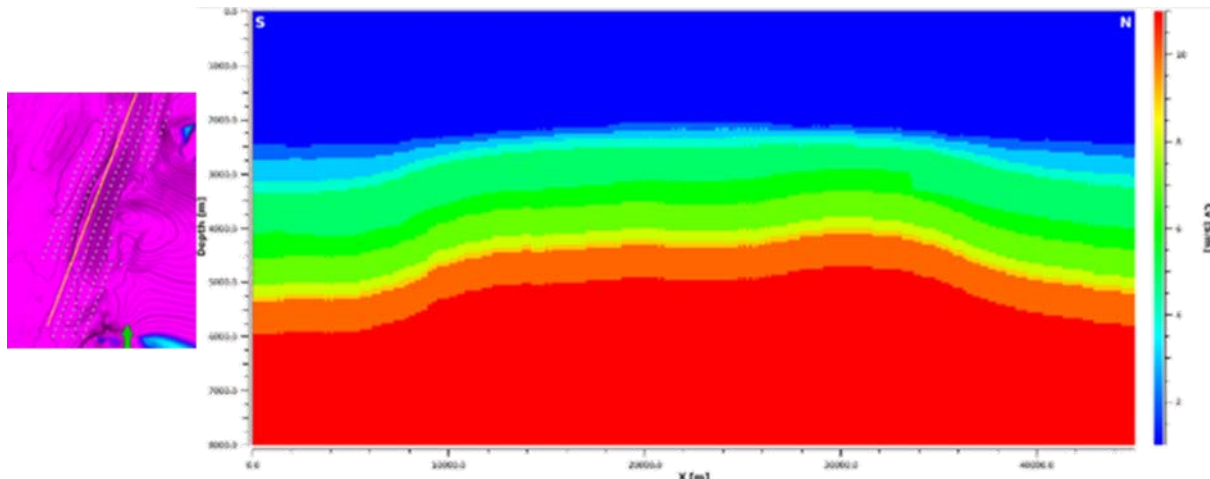


Figura 5-6 Plantilla del modelo sintético. A cada capa se le asigna una resistividad vertical para el modelo de resistividad vertical y una resistividad horizontal para el modelo de resistividad horizontal.

Tabla 5-2 Características del modelo inicial en R_v y R_h

Modelo Inicial				
Capa	Espesor [m]	R_v	R_h	R_v/R_h
Mar	~2100	0.3	0.3	1
1	~300	0.7	0.6	1.166667
2	~800	1	0.8	1.25
3	~250	2	1.5	1.333333
4	~500	2.2	1.4	1.571429
5	~250	1.5	1	1.5
6	~3800	3	2.5	1.2

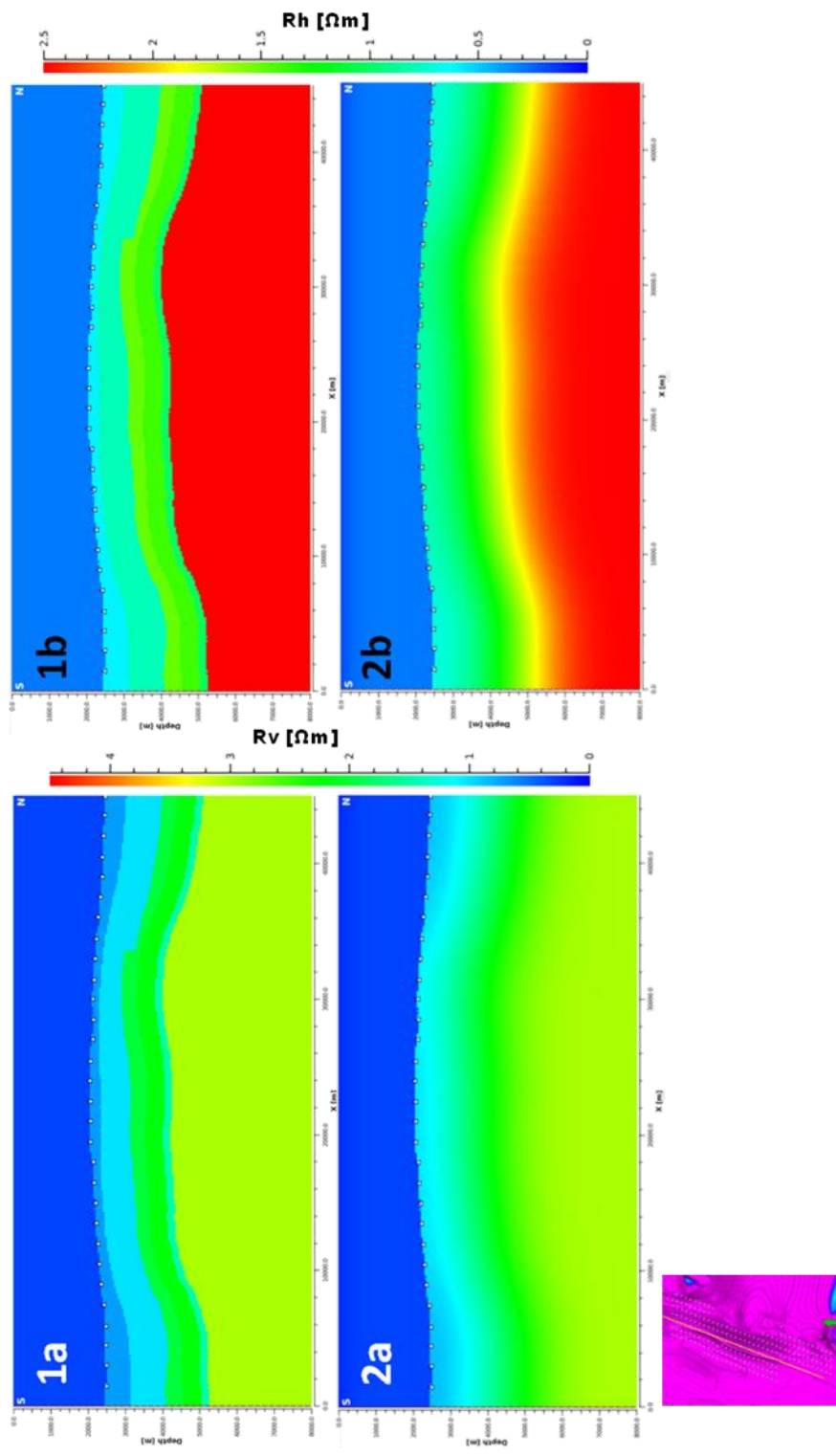


Figura 5-7 Modelos de resistividad iniciales. Los modelos asignados con letra "a" pertenecen a R_v mientras que los asignados con "b" a R_h . Los modelos asignados con "1" se encuentran sin suavizar y los asignados con "2" se encuentran suavizados.

El algoritmo de inversión 3D utilizado en el software, basado en gradiente (gradient-based inversion), es sensible al modelo inicial. De esta forma puede encontrar una solución única y ahorrar recursos computacionales para lograr que converja la inversión. La idea es generar un modelo inicial con tendencias de conductividad en grande escala del modelo real, suavizadas para prevenir artefactos numéricos en las discontinuidades (Zach y Frenkel, 2009). El suavizado se confirmó al realizar el cálculo de la derivada vertical de la resistividad y observar que no había contrastes de resistividades fuertes exceptuando el de la interfaz entre el agua y el fondo marino (Figura 5-7 2a y 2b).

Una vez obtenido los modelos suavizados R_v y R_h de fondo (background) se procedió a insertar la capa resistiva en ambos modelos (Figura 5-8). Se realizaron dos pares de modelos iniciales (R_v y R_h): El modelo #1 tiene una capa regional resistiva a profundidad (imágenes 1a y 1b de la Figura 5-8); mientras que el modelo #2 tiene una capa regional resistiva somera (imágenes 2a y 2b de la Figura 5-8). La capa a mayor profundidad tiene un espesor de 500m y la capa somera tiene un espesor de 200m. Ambos casos comparten el mismo modelo de fondo (Figura 5-7 2a y 2b).

Para la inversión 3D se generaron datos sintéticos inline y azimutales para 215 receptores distribuidos en 8 líneas inline o en línea (casi verticales) y 6 líneas crossline o transversales (casi horizontales) cubriendo un área total de 507 km². Los receptores tienen un espaciamiento de 1.5 km en la dirección de la línea remolcada y 2km entre líneas inlines. El espaciamiento de las líneas transversales depende de la separación que tienen entre receptores (Figura 5-9).

En el modelo #1, la capa resistiva regional tiene un espesor de 500m, con una forma compleja siguiendo una estructura anticlinal y se extiende en todo el modelo. Tiene una resistividad vertical de 6 ohm•m y una resistividad horizontal de 3 ohm•m (una anisotropía de 2). La capa es homogénea (no está afectada la resistividad por la porosidad u otra propiedad) aunque su espesor no es constante (Zach y Frenkel, 2009). Solo el campo eléctrico fue usado en la inversión debido a que en este la supresión del ruido es mejor que en los datos magnéticos. Las frecuencias utilizadas fueron 0.2, 0.4, 0.6 y 2 Hz. Los datos azimutales tienen un radio máximo de 8000 m de distancia de la fuente.

En el modelo #2, se mantuvieron casi todas las características de la capa regional resistiva del modelo #1. Únicamente la capa resistiva tiene un espesor de 200m y se localiza a una profundidad más somera (250m debajo del fondo marino en la charnela del anticlinal y 550 m debajo en su base). En este modelo se modelaron las frecuencias 0.2, 0.4, 0.6, 1.4 y 2 Hz porque fue necesario un mayor contenido de altas frecuencias a invertir.

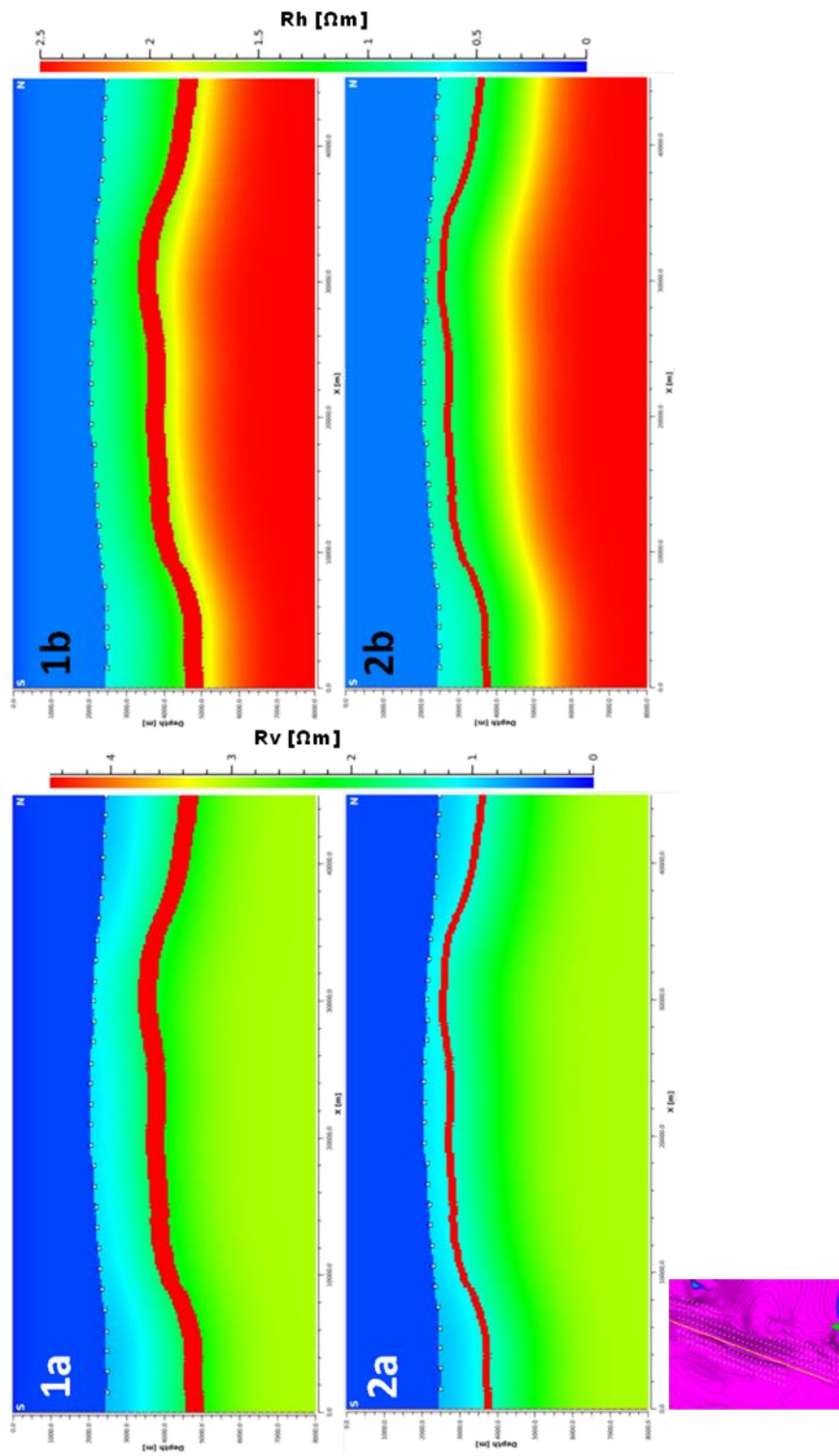


Figura 5-8 Modelos sintéticos: El modelo #1 tiene una capa a profundidad con 500m de espesor con el modelo #2 tiene una capa con espesor de 200m (2a y 2b). Los modelos asignados con el subíndice "a" pertenecen al modelo de resistividad vertical y los modelos asignados con el subíndice "b" pertenecen a los modelos de resistividad horizontal.

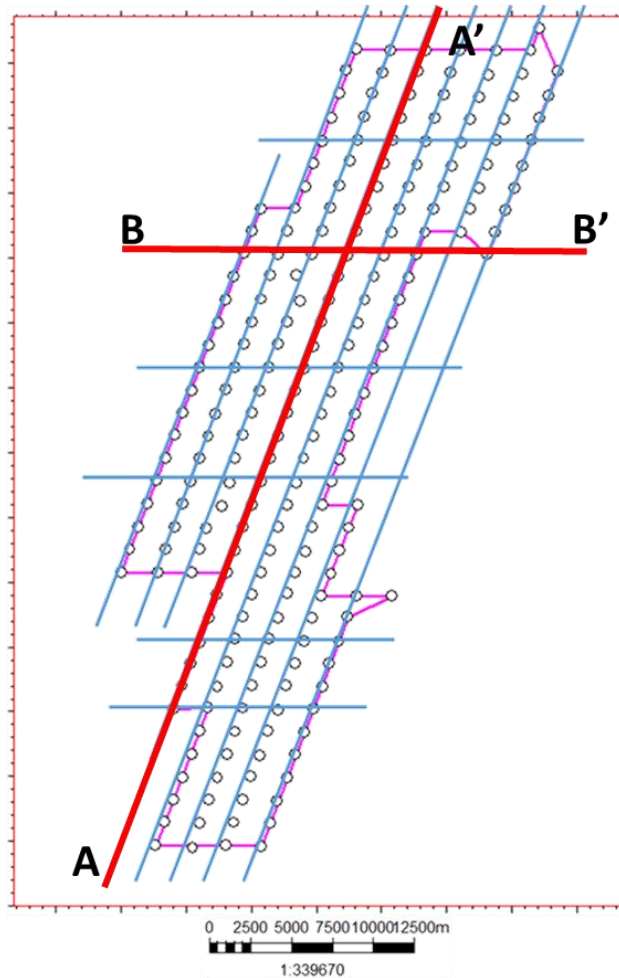


Figura 5-9 Líneas y receptores utilizados para la generación de datos sintéticos en la inversión 3D rodeados por el polígono, de color rosa, que delimita el área que cubren los receptores (507 km²). Las líneas rojas A-A' (paralela al eje de la estructura) y B-B' (perpendicular a la estructura) son las líneas en donde los resultados serán mostrados.

5.2.2 MODELO SINTÉTICO #1

Para el modelo #1 (Figura 5-8 1a y 1b) se realizaron 3 inversiones 3D para observar como la variación del factor de preconditionamiento por profundidad (Factor DW) cambiaba la sensibilidad del método hacia la capa resistiva regional. Los valores elegidos para del factor DW fueron de 0.6, 1 y 1.3; siendo el valor de 1 el predeterminado. El valor del factor DW no se varió drásticamente para evitar sub o sobre compensar en exceso la atenuación de la señal a profundidad.

La Figura 5-10 muestra la convergencia de las tres inversiones. La curva amarilla pertenece a la inversión con DW=1.3, la roja a un DW=1 y la azul a un DW=0.6. Se analizaron varias iteraciones después de que la inversión alcanzara el valor de 1 en el error significativo para observar como cambiaba el modelo resultante conforme convergía la inversión. El error significativo, es el desajuste que toma en cuenta todas las variables que afectan la certidumbre en el dato, siendo 1 el valor donde los datos y el modelo ajustan dentro del umbral de incertidumbre permitido. Se eligieron las iteraciones 49 en las tres inversiones, al ser datos

sintéticos se decidió que era válido escoger un error significante menor a 1. Las tres inversiones tienen un error significante mayor a 0.8 (Tabla 5-3).

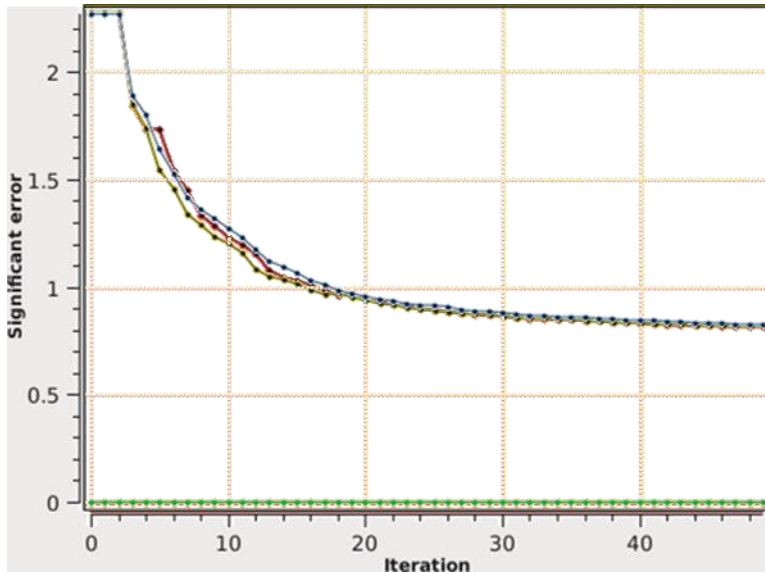


Figura 5-10 Convergencia de las 3 inversiones 3D del modelo #1: La curva amarilla pertenece a la inversión con el DW=1.3, la roja a un DW=1 y la azul a un DW=0.6.

Tabla 5-3 Resultados Inversiones 3D del modelo #1 según el factor DW elegido

Inversiones 3D			
Factor DW	0.6	1	1.3
Iteración final	49	49	49
Desajuste Inicial	2.27	2.27	2.27
Desajuste final	0.825	0.819	0.816
Cima [m]	1650- 1250	1600- 1250	1600- 1250
Espesor Respuesta Res [m]	900	850	900
Límites Rv [$\Omega \cdot m$]	3.5 - 4.2	3.5 - 4.3	3.8 - 4.3
Límites Rh [$\Omega \cdot m$]	2 - 2.18	2 - 2.23	2 - 2.25

En la Figura 5-11 se muestran los resultados obtenidos de los modelos de resistividad vertical (Rv) en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo “1a” es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo “2b” a un DW=0.6; el modelo “3b” a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rv de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). No se aplicaron parámetros de regularización en las inversiones, se buscó conocer los modelos invertidos junto con los posibles artefactos numéricos del algoritmo de inversión para observar las zonas con mayor y menor certidumbre a primera instancia.

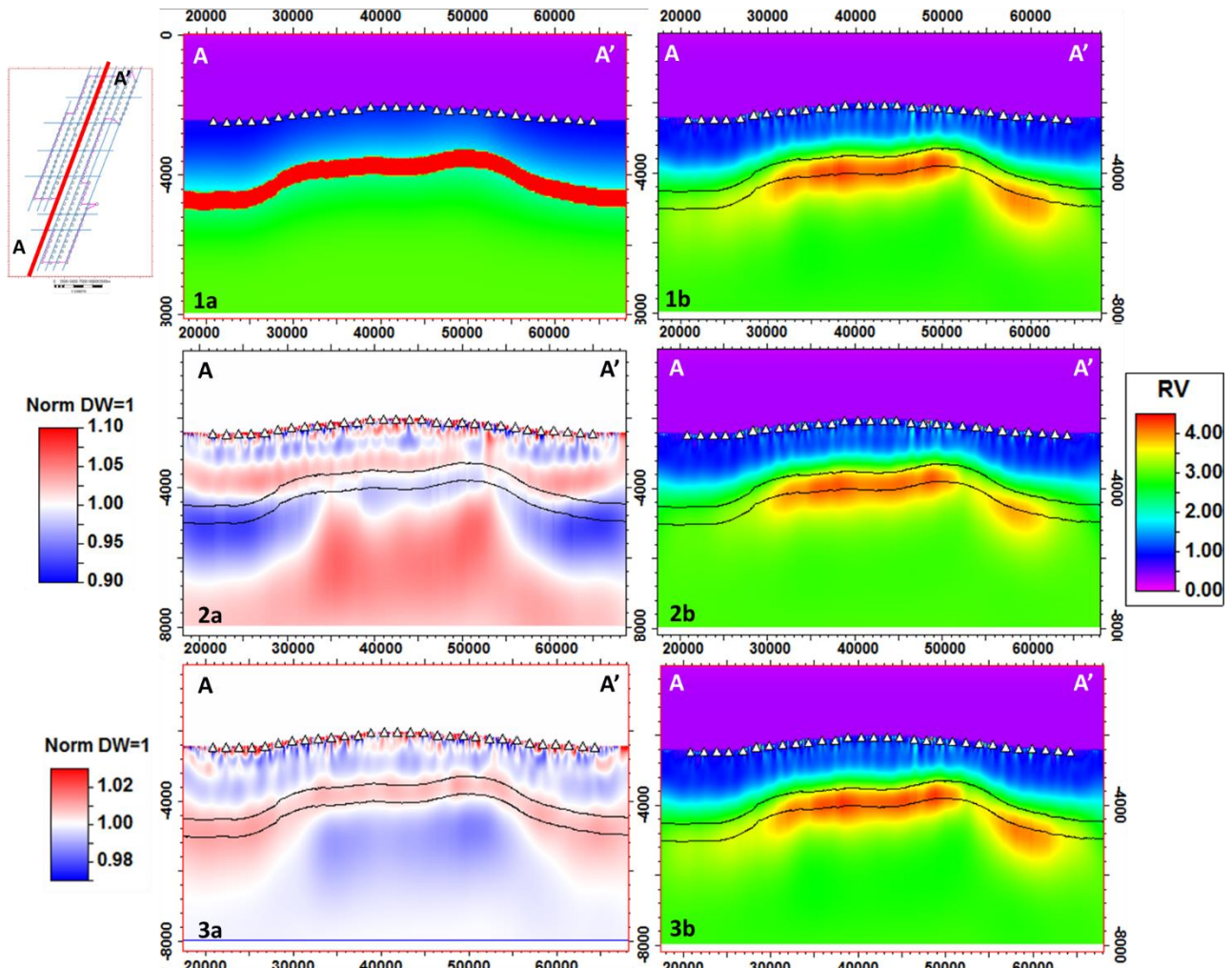


Figura 5-11 Modelos de resistividad vertical (Rv) en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo "2b" a un DW=0.6; el modelo "3b" a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rv de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado).

En los modelos de inversión de resistividad vertical (imágenes 1b – 3b de la Figura 5-11) la respuesta resistiva producida por la capa regional se encuentra suavizada, discontinua y de menor magnitud que la capa sintética. La Tabla 5-3 muestra los resultados de las tres inversiones realizadas con el modelo #1. La colocación de la respuesta a profundidad es aceptable, su cima se encuentra a menos de 200m por debajo de la cima de la capa regional. Sin embargo, la respuesta resistiva supera en espesor a la capa regional: la capa tiene un espesor de 500m mientras que en el modelo de inversión se extiende entre los 850 y 900m (comportamiento que se esperaba debido a la resolución en la que trabaja el método con frecuencias muy bajas). Así mismo la respuesta resistiva se interrumpe cuando el echado de la capa es abrupto, ejemplo de esta discontinuidad es la respuesta que se puede observar en nariz derecha del anticlinal. Aumentar el factor DW permite recuperar mejor la respuesta resistiva sin embargo la discontinuidad permanece. En la parte somera de los modelos, se pueden observar imprints o artefactos numéricos del algoritmo en la zona de los receptores. Existen diversos factores que producen estos artefactos: la alta sensibilidad del algoritmo

a actualizar el modelo en la parte somera, por el gradiente en offsets muy cercanos (donde la exclusión de la señal debido a la onda directa no permite recuperar información del modelo en la inversión), el contraste en la interfaz agua de mar-subsuelo marino y por una mayor incertidumbre en el posicionamiento vertical de los receptores. Especialmente en batimetrías muy abruptas, debido al muestreo en el modelo y el tamaño de celdas (Zach y Frenkel, 2009).

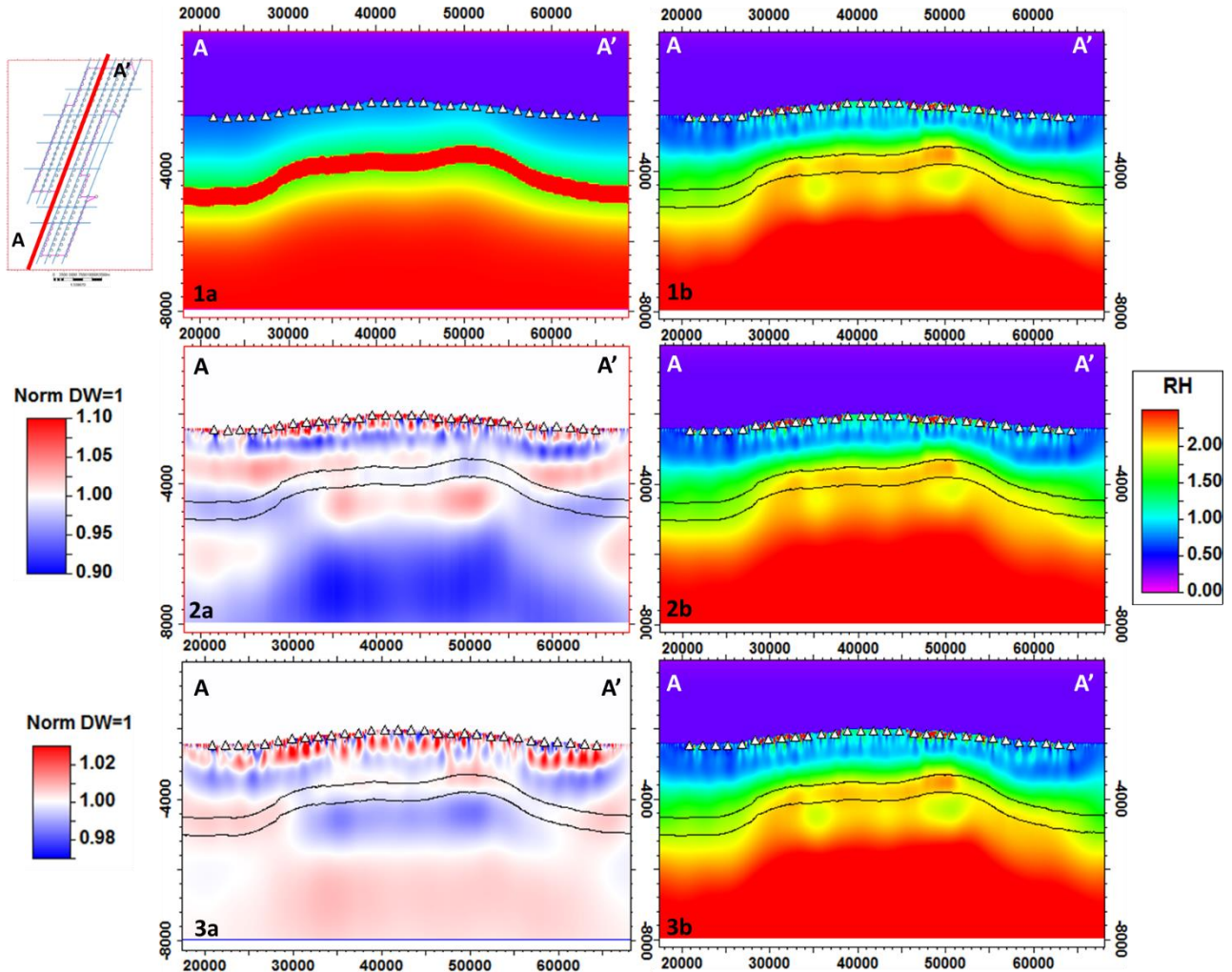


Figura 5-12 Modelos de resistividad horizontal (Rh) en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo “1a” es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo “2b” a un DW=0.6; el modelo “3b” a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rh de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado).

En los modelos de inversión de resistividad horizontal (imágenes 1b – 3b de la Figura 5-12) la respuesta resistiva producida por la capa regional es más complicada de interpretar. A la inversión le cuesta más esfuerzo separar la respuesta, asociada a la capa regional, del modelo de resistividades de fondo (background). En el cruce de las líneas transversales con las líneas inline, la inversión es capaz de recuperar y separar las resistividades de fondo de la respuesta resistiva al tener mayor información del medio en la señal EM medida. En el modelo de inversión Rh es notorio este efecto, al aumentar el valor del

factor DW las respuestas conductivas en forma de círculo debajo de la capa regional aumentan en tamaño en el cruce con las líneas transversales. Se observa una mayor presencia de imprints en la zona de receptores como en el modelo de inversión de resistividad vertical.

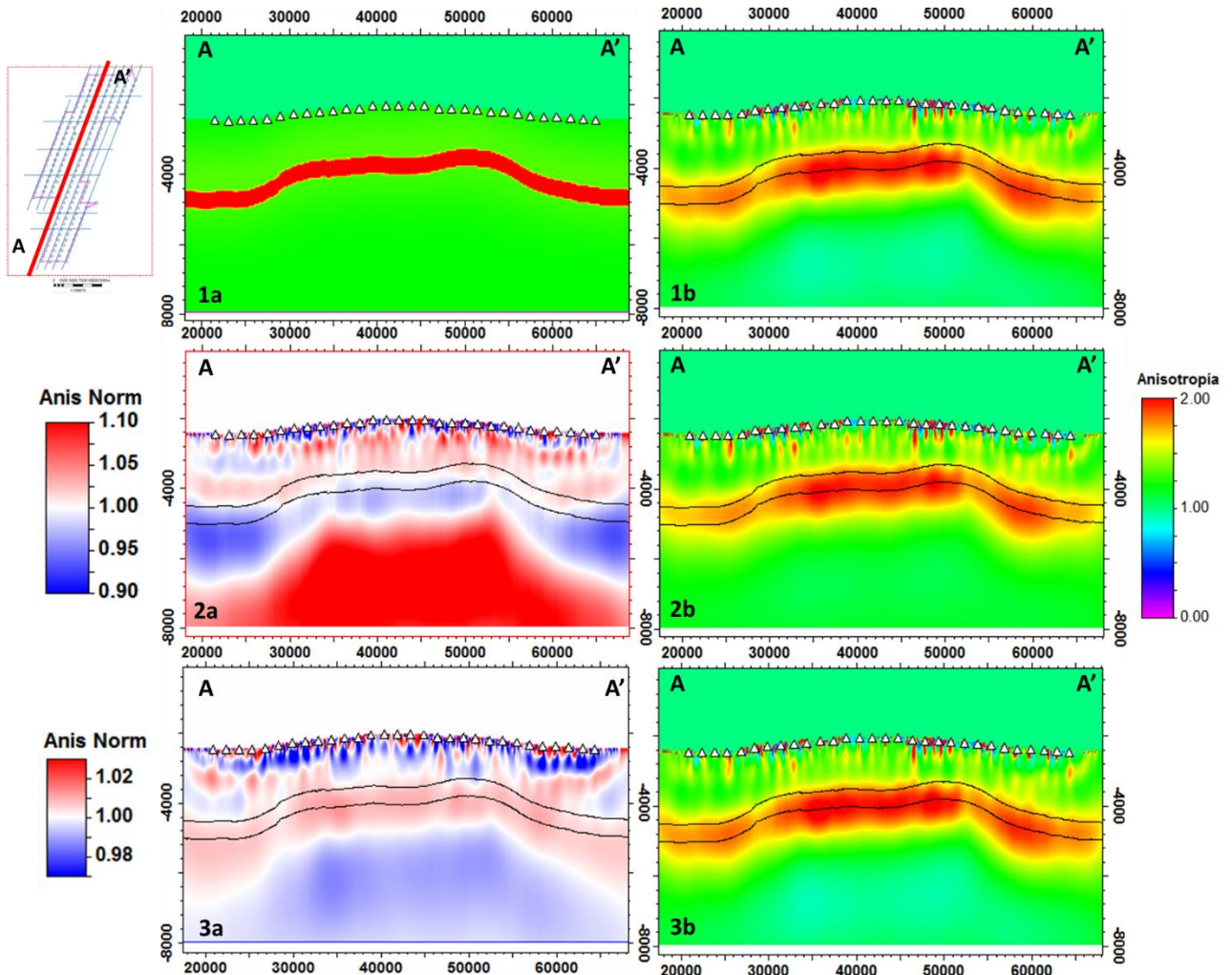


Figura 5-13 Modelos de Anisotropía (Rv/Rh), en un corte a lo largo del eje del anticlinal. El modelo de fondo (1a) se le asignó una anisotropía 1 al agua de mar, una anisotropía de 1.5 al subsuelo y una anisotropía de 2 a la capa resistiva. Los modelos con el subíndice “b” se refieren a los modelos de anisotropía (Rv/Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo “2b” a un DW=0.6; el modelo “3b” a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos de anisotropía de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). Se puede observar que la sensibilidad a la capa resistiva aumenta cuando se aumenta el factor DW.

Se calculó la anisotropía dividiendo los modelos de resistividad vertical entre los de resistividad horizontal (Rv/Rh). El modelo de fondo se le asignó una anisotropía 1 al agua de mar, una anisotropía aproximada de 1.5 al subsuelo marino y una anisotropía de 2 a la capa resistiva (imagen 1a en Figura 5-13). En los modelos de inversión de anisotropía (imágenes 1b – 3b de la Figura 5-13), la respuesta resistiva producida por la capa regional es más evidente. A pesar de no recuperarse la anisotropía de 2 que se asignó en la capa y de tener un mayor espesor, es más uniforme la forma de esta respuesta (sigue la forma anticlinal de la capa). Los imprints en la parte somera disminuyen ligeramente entre más grande sea el valor del

factor DW, comportamiento consistente con que el logaritmo de inversión se enfoque en la parte profunda del modelo en vez de la parte somera al compensar la atenuación de la señal a profundidad. Finalmente, la anisotropía debajo de la respuesta producida por la capa resistiva disminuye conforme se aumenta el factor DW. Se ha observado que la disminución de la anisotropía es un artefacto numérico del algoritmo, los cuerpos resistivos tienden a crear una sombra debajo de su ubicación en el modelo de resistividad vertical mientras que en el de resistividad horizontal este efecto no sucede al no ser sensibles las corrientes horizontales a tales cuerpos alargados. En la práctica se espera esta baja anisotropía aparente en la parte profunda del modelo, en caso de un comportamiento contrario puede que se esté tratando con cuerpos masivos resistivos (carbonatos, rocas volcánicas o salinas).

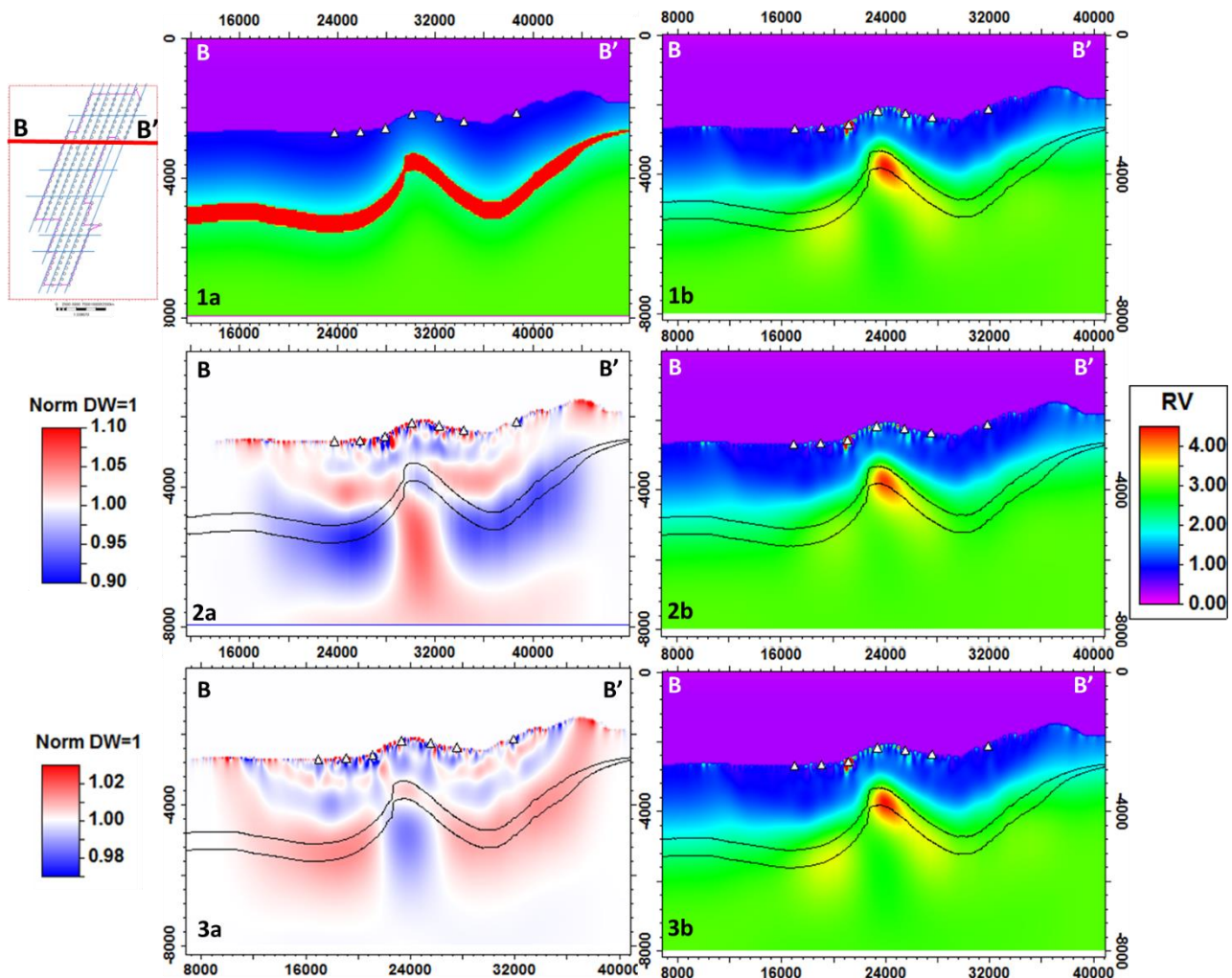


Figura 5-14 Modelos de resistividad vertical (R_v) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad vertical (R_v): donde 1b pertenece a un $DW=1$; el modelo "2b" a un $DW=0.6$; el modelo "3b" a un $DW=1.3$. Los modelos 2a y 3a son los modelos R_v de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a $DW=1$, el valor predeterminado).

En la Figura 5-14 se muestran los resultados obtenidos de los modelos de resistividad vertical (R_v) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo "1a" es el modelo sintético.

Los modelos con el subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo “2b” a un DW=0.6; el modelo “3b” a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rv de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado). En los modelos de inversión de resistividad vertical (1b – 3b Figura 5-14) la respuesta resistiva producida por la capa regional se concentra a lo largo de la cresta de la estructura anticlinal. La respuesta asociada a la capa regional es menor cuando el espesor de la capa se reduce abruptamente, por ello no hay una respuesta significativa en el flanco izquierdo del anticlinal. El aumento del factor DW permite recuperar la respuesta asociadas a los flancos; pero se encuentran suavizadas y desplazadas en su posición a profundidad, lo que aumenta la incertidumbre en su interpretación si no se tuviera conocimiento previo de la estructura en la formación. En los tres modelos de inversión Rv obtenidos se observa un imprint fuerte en el tercer receptor, de izquierda a derecha, debido al efecto de la batimetría abrupta.

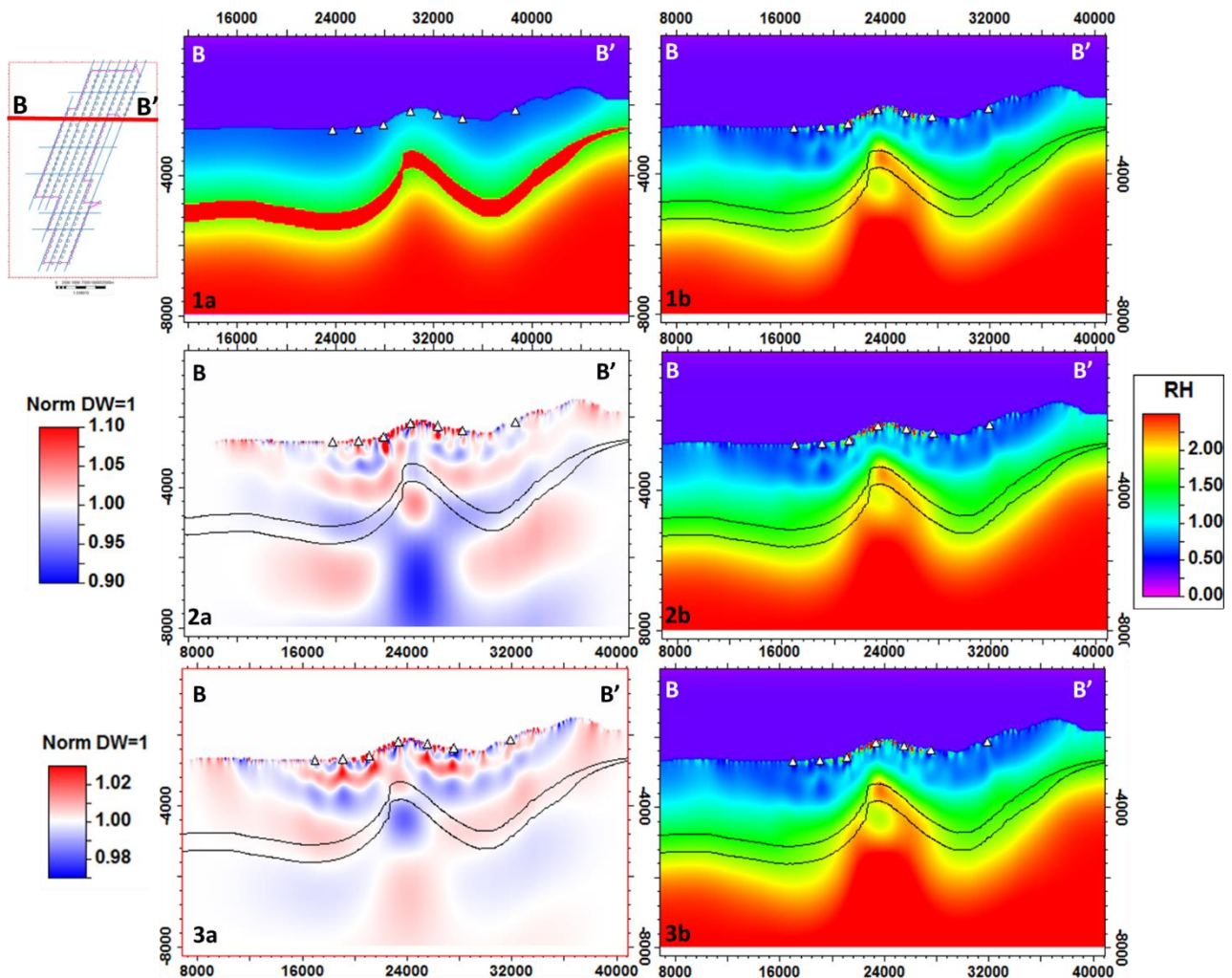


Figura 5-15 Modelos de resistividad horizontal (Rh) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo “1a” es el modelo sintético. Los modelos con el subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh): donde 1b pertenece a un DW=1; el modelo “2b” a un DW=0.6; el modelo “3b” a un DW=1.3. Los modelos 2a y 3a son los modelos Rh de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a DW=1, el valor predeterminado).

En los modelos de inversión de resistividad horizontal (1b – 3b Figura 5-15) la respuesta resistiva asociada a la capa regional en lo que sería el flanco izquierdo del anticlinal es nula. Analizando el modelo sintético en Rh (1a Figura 5-15) se entiende que esta falta de recuperación se deba a la reducción del espesor y el alto echado de la capa resistiva en el flanco izquierdo. En este caso, el aumento del factor DW no ayuda a hacer visible una respuesta resistiva en el flanco izquierdo, aunque ayuda a delimitar el espesor de la capa al ser la respuesta en Rh menor que la respuesta en Rv. La presencia de líneas inline en la adquisición de datos permite obtener mayor información sobre la estructura y separar la respuesta producida por la capa regional de las resistividades de fondo (visible en la forma de una zona conductiva debajo de la cresta, en el núcleo de la estructura).

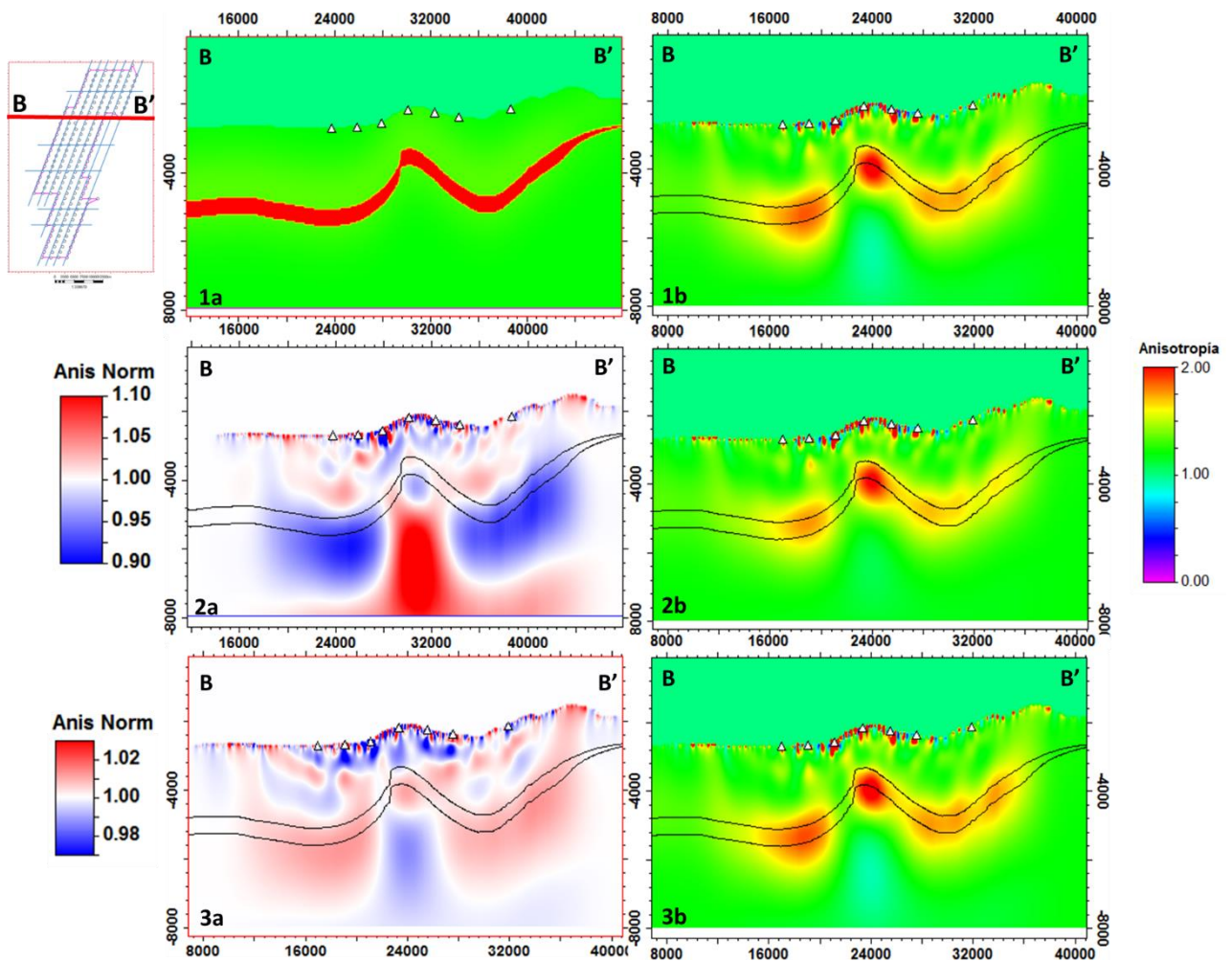


Figura 5-16 Modelos de Anisotropía (R_v/R_h) sobre una línea transversal (crossline), perpendicular al eje del anticlinal. El modelo de fondo (1a) se le asignó una anisotropía 1 al agua de mar, una anisotropía de 1.5 al subsuelo y una anisotropía de 2 a la capa resistiva. Los modelos con el subíndice “b” se refieren a los modelos de anisotropía (R_v/R_h): donde 1b pertenece a un $DW=1$; el modelo “2b” a un $DW=0.6$; el modelo “3b” a un $DW=1.3$. Los modelos 2a y 3a son los modelos de anisotropía de 2b y 3b normalizados contra el modelo 1b (respecto a $DW=1$, el valor predeterminado). Se puede observar que la sensibilidad a la capa resistiva aumenta cuando se aumenta el factor DW.

En el modelo de inversión de anisotropía (1b-3b Figura 5-16) se observa como el algoritmo de inversión no actualizo la zona del flanco izquierdo. En cambio en el flanco derecho, aunque tiene una respuesta resistiva débil, la inversión es sensible a la capa en esa zona. Asimismo, la anisotropía decrece dentro del núcleo del anticlinal por efecto de sombra debajo de la respuesta resistiva en R_v y la mayor sensibilidad de R_h a las partes profundas del modelo. Los imprints se concentran en la parte somera del modelo y se pueden asociar a la posición de los receptores, en donde R_h es más sensible a la incertidumbre en su posición en la vertical (en z).

Se analizó con más detalle el resultado de las inversiones 3D con el cálculo de las propiedades de resistividad transversal (TR) y resistividad transversal anómala (ATR) para medir cualitativamente el porcentaje de sensibilidad de la inversión a la capa resistiva regional. En el modelo inicial y en el sintético se calculó un mapa de promedio de resistividades en los 500m de espesor donde se localiza la capa (Figura 5-17). En la Tabla 5-4 se encuentran los valores esperados de la resistividad vertical promedio en el modelo sintético y en el inicial, así como los valores de TR y ATR esperados.

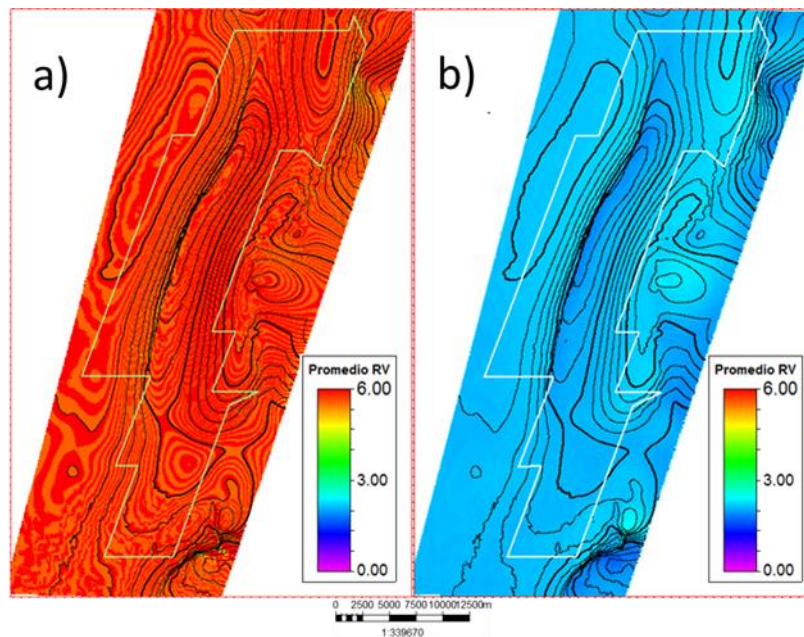


Figura 5-17 Mapas de promedio de resistividades en el modelo sintético (a) y en el modelo inicial (b) en donde se localiza la capa resistiva de 500m.

Tabla 5-4 Valores esperados en las inversiones de resistividad V promedio, de resistividad de fondo, TR y el ATR.

Resistividad V Promedio	6 Ωm
Resistividad V de fondo	<2.22 $\Omega\cdot\text{m}$
TR Esperado	3000 Ωm^2
ATR Esperado	1890 Ωm^2

Para calcular el valor de ATR (resistividad transversal anómala) es necesario remover el efecto de la resistividad de fondo (la resistividad de la formación sin los resistivos o posibles yacimientos). Para conocer este valor se analizó el histograma del mapa promedios en Rv del modelo inicial (Figura 5-18). El propósito de este análisis es conocer si la inversión es capaz de separar la respuesta resistiva y ver la capa regional. Se eligió el valor de 2.22 ohm•m como límite máximo para la resistividad de fondo.

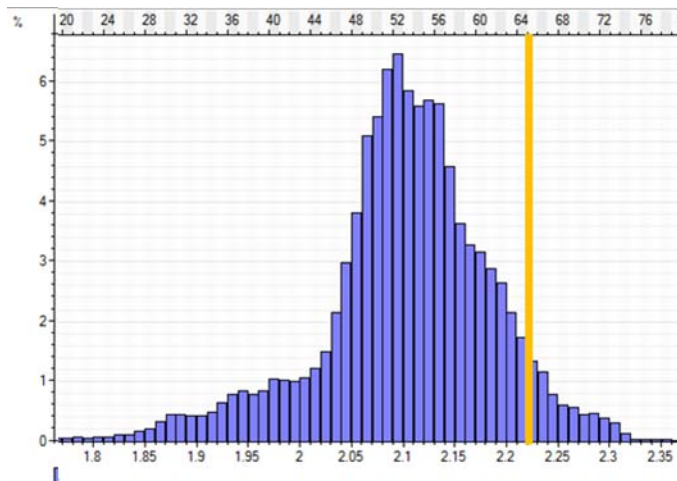


Figura 5-18 Histograma del mapa promedio de Rv en el modelo inicial de la capa resistiva de 500m. El valor de resistividad de fondo elegido es de 2.22 ohm•m.

En las Figura 5-19 a Figura-21 se muestran los mapas de promedios realizados a los modelos de inversión Rv. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de resistividad vertical y con número 2 a los mapas normalizados Rv respecto al modelo sintético. El subíndice “a” denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=0.6; el subíndice “b” los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1; el subíndice “c” a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1.3. Los mapas fueron calculados en la parte del modelo ocupado por la respuesta resistiva (En la Tabla 5-3 se encuentran resumidas los espesores de las respuestas resistivas asociadas a la capa resistiva regional con cada factor DW utilizado). Los mapas normalizados se realizaron para analizar de manera cualitativa el porcentaje de sensibilidad que tiene el factor DW en los modelos invertidos en cada propiedad calculada.

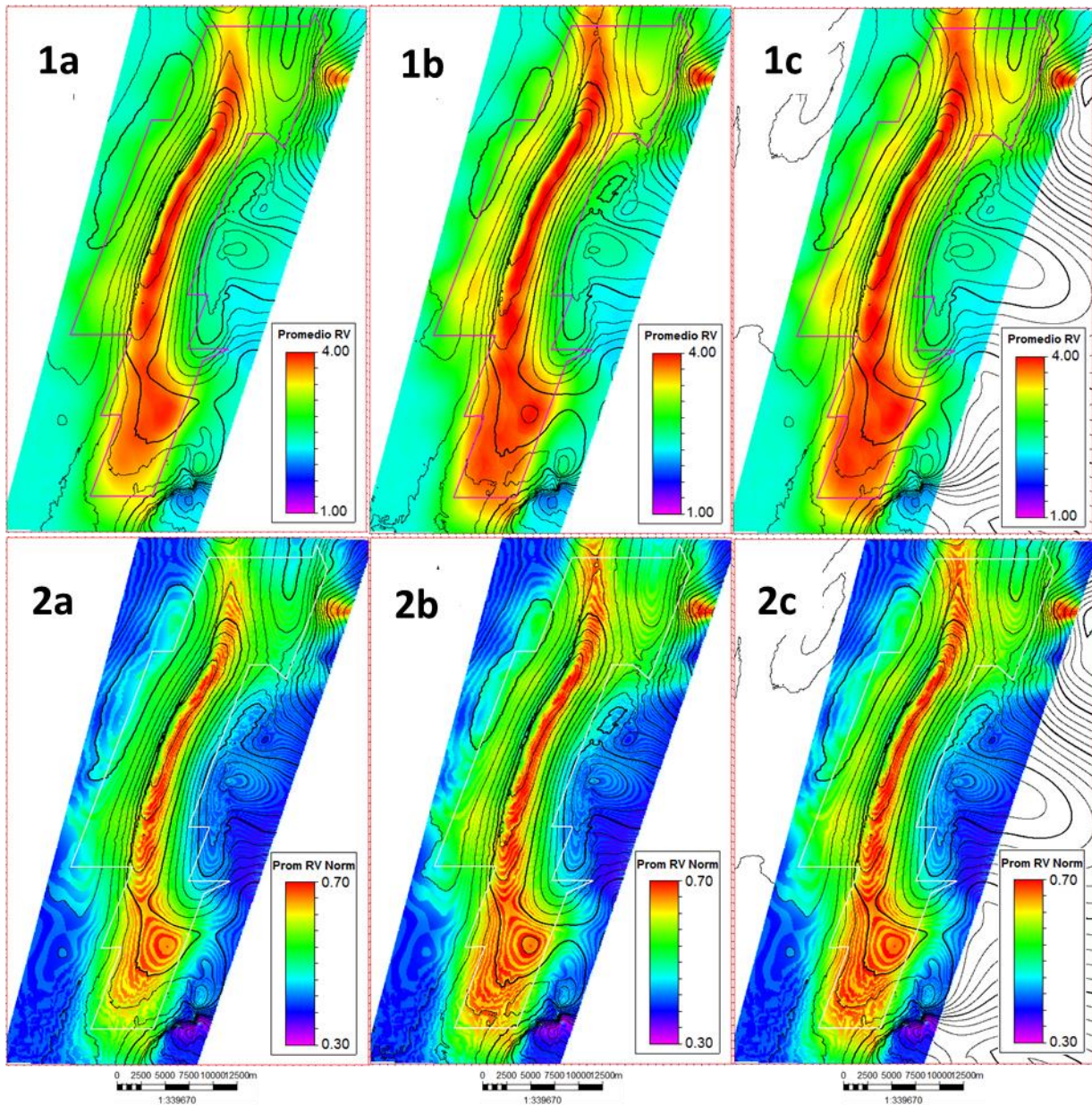


Figura 5-19 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de resistividad vertical y con número 2 a los mapas normalizados Rv respecto al modelo sintético. El subíndice "a" denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=0.6; el subíndice "b" los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1; el subíndice "c" a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1.3.

En los mapas de promedio Rv (imágenes 1a-1c de la Figura 5-19) la inversión logra recuperar resistividades verticales de un rango promedio de 3.5 a 4.3 Ωm siendo mayor Rv entre más grande sea el valor del DW. La cresta de la estructura es la parte con mayor respuesta resistiva promedio dentro del área marcada por el polígono. Sin embargo, la imagen 1c de la Figura 5-19, en la parte izquierda, muestra como la información extra proporcionada por las líneas transversales (crosslines) aumenta la sensibilidad a la capa regional en zonas con mayor profundidad. Los mapas de promedio Rv normalizado (imágenes 2a-2c de la Figura 5-

19) muestran porcentaje de recuperación que varía del 55% al 70% entre el área fuera del polígono blanco y la cima del anticlinal o a menor profundidad debajo del fondo marino.

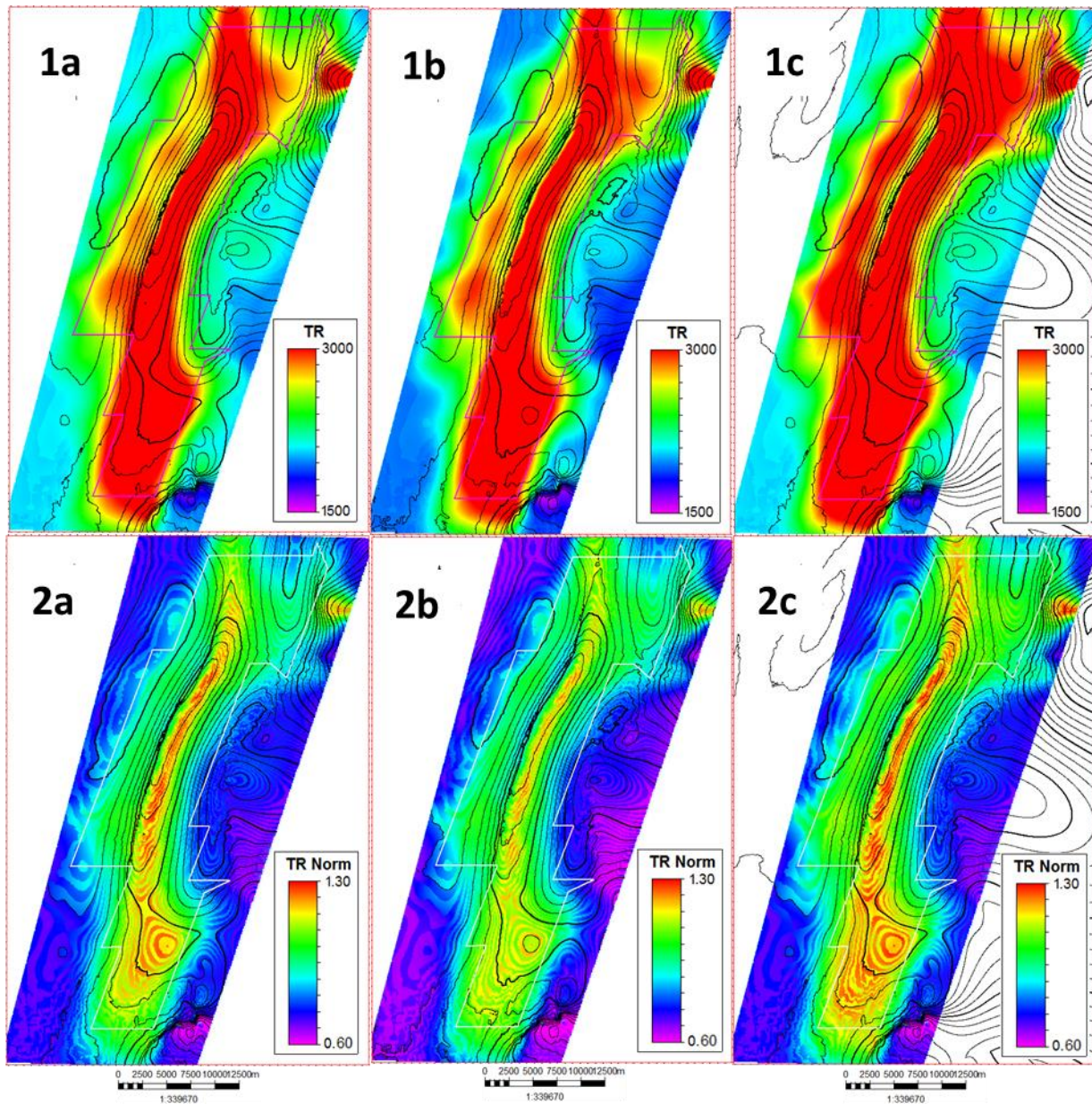


Figura 5-20 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv para la propiedad de TR. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de TR y con número 2 a los mapas normalizados TR respecto al modelo sintético. El subíndice "a" denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=0.6; el subíndice "b" los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1; el subíndice "c" a los mapas correspondientes al modelo de inversión con DW=1.3.

Se calcularon los mapas de resistividad transversal, TR (Figura 5-20) y los mapas de resistividad transversal anómala, ATR (Figura 5-21) con sus respectivos mapas normalizados con el modelo sintético (las imágenes 2b – 2c en ambas figuras). Estas propiedades permiten determinar la respuesta medida

sobre la capa resistiva (la TR) y separarla de la resistividad de fondo para observar únicamente la resistividad anómala (la ATR) del objetivo de interés, en este caso la capa regional resistiva.

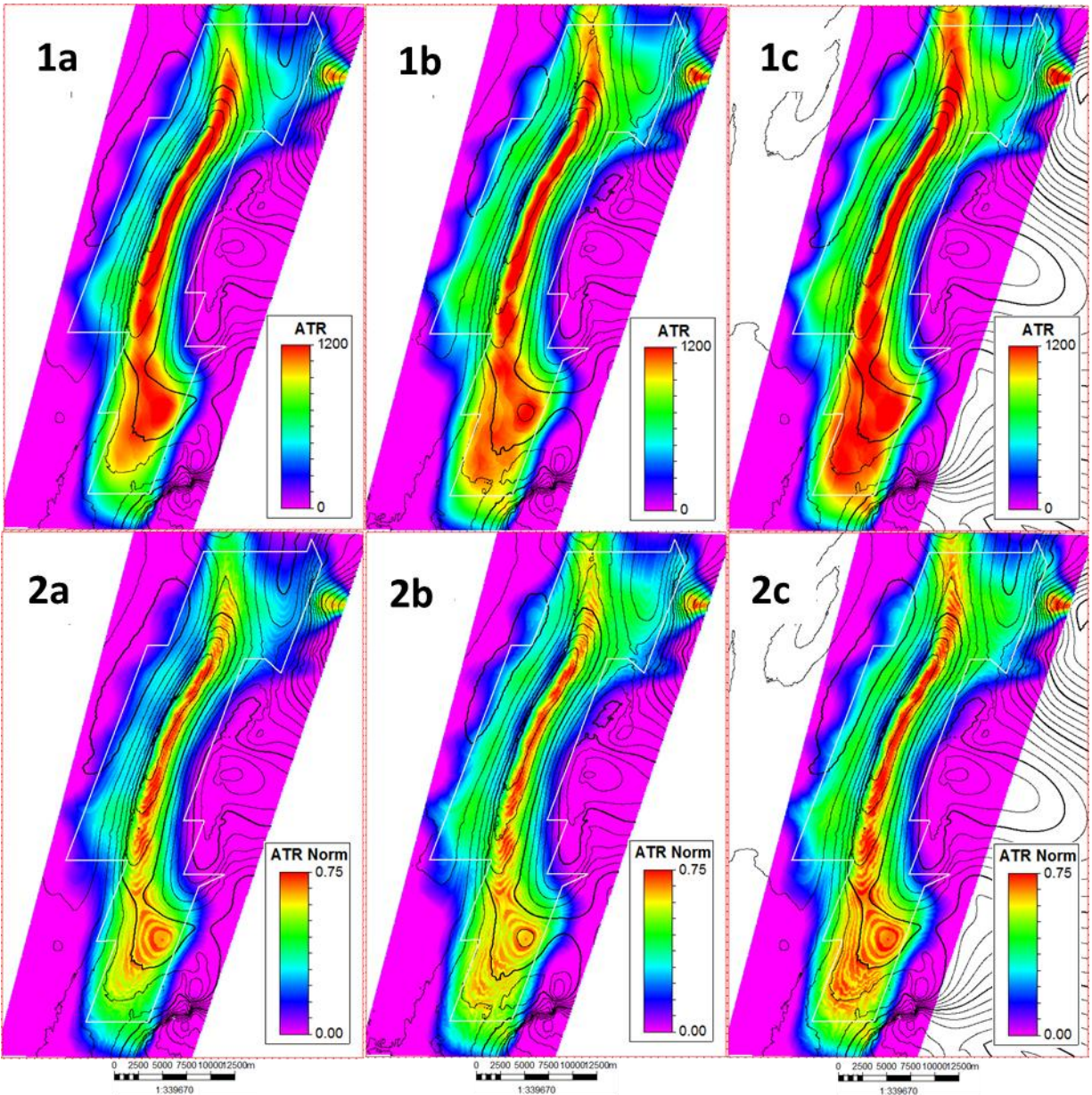


Figura 5-21 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en R_v para la propiedad de ATR. Los mapas con número 1 pertenecen a los promedios de ATR y con número 2 a los mapas normalizados ATR respecto al modelo sintético. El subíndice “a” denota a los mapas correspondientes al modelo de inversión con $DW=0.6$; el subíndice “b” los mapas correspondientes al modelo de inversión con $DW=1$; el subíndice “c” a los mapas correspondientes al modelo de inversión con $DW=1.3$.

Los mapas de TR muestran un porcentaje de recuperación del 80% al 110%; los altos porcentajes se deben a que un mayor espesor en la respuesta resistiva compensa que las celdas del modelo tengan una resistividad menor a la que deberían tener. En el caso de los mapas de ATR, cualquier valor mayor a 0 se considera anómalo, entonces con este mapa se puede analizar donde se tiene mayor sensibilidad en la

estructura. Las imágenes 2a-2c de la Figura 5-21 muestran como límite, entre la resistividad de fondo y la anómala, el color azul rey. El porcentaje máximo de ATR que recupera la inversión es del 75% en la cima del anticlinal y en donde la pendiente es suave.

5.2.2.1 OBSERVACIONES

Los resultados de la inversión 3D muestran que la inversión 2.5D se encuentra limitada al solo usar datos en línea y dejar fuera los datos azimutales. Por ello, la inversión 3D es más sensible a la capa resistiva que la inversión 2.5D al contar con un mallado de receptores que proporcionan una mayor densidad de información a invertir. Sin embargo, el tiempo y los requerimientos computacionales para la inversión 3D aumentan considerablemente.

En la parte somera del modelo se pueden observar imprints o artefactos numéricos del algoritmo en la zona de los receptores, sobretodo en donde la batimetría es más abrupta. Para evitar que el algoritmo se enfó que en esta parte somera, es necesario el uso de técnicas de regularización que evitaran contrastes muy marcados entre las celdas del modelo. En la parte profunda del modelo R_h tiene mayor sensibilidad que R_v , debido a los distintos modos en que la energía viaja dependiendo si es sensible a un resistivo por el efecto inductivo o galvánico. El modelo de anisotropía (Figura 5-13 y 5-16) muestra este efecto al haber una baja anisotropía aparente en la parte profunda del modelo, que es compensada en el cruce de las líneas transversales por la información proporcionada con los datos azimutales.

En general, dentro de los mapas promedios (de la Figura 5-19 a la Figura 5-21), se tiene una buena sensibilidad dentro del área que ocupan los receptores (delimitada por los polígonos rosas y blancos) sobre todo en la cima del anticlinal al ser la zona más cercana al fondo marino. La sensibilidad a la capa regional se reduce donde las pendientes son muy pronunciadas y cuando el espesor de la capa disminuye (la falta de una respuesta resistiva asociada a la capa regional en el flanco izquierdo de la estructura anticlinal es visible en todas las imágenes). En la esquina superior derecha se observa una respuesta resistiva fuera del polígono rosa, su existencia se debe a que esa parte el fondo marino se encuentra a menor profundidad y por ende a una distancia más cercana a los receptores.

Finalmente, el variar el factor DW modifica la sensibilidad a la capa regional resistiva: Cuando se subcompensa la atenuación de la señal EM al usar un factor $DW=0.6$ la sensibilidad hacia la capa regional disminuye en mayor proporción que el aumento que ocurre cuando se sobrecompensa la atenuación de la señal EM al usar un factor de $DW=1.3$.

5.2.3 MODELO SINTÉTICO #2

Para la capa resistiva localizada a una profundidad somera (200 a 500m debajo del fondo marino) se realizaron dos inversiones, una con las mismas frecuencias de la forma de onda que se utilizó para los datos sintéticos del modelo #1 (0.2, 0.4, 0.6, 0.8 y 2 Hz); otra con solo las frecuencias 1.4, 2 Hz (una inversión de altas frecuencias). El usar las altas frecuencias permite enfocarse en la parte somera del fondo marino así como tener mejor resolución vertical. En un estudio real, solo se pueden realizar inversiones de

altas frecuencias cuando estas tienen un suficiente % de contenido de energía de la señal (suficiente S/N). La inversión de datos sintéticos producidos por el modelo #2 se realizó de esta manera, usando todas las frecuencias o solo las más altas, para comprobar la importancia del contenido de frecuencias en la forma de onda y como el usar frecuencias equivocadas afecta no solo la sensibilidad a un objetivo si no también crea artefactos numéricos en la inversión.

La Figura 5-22 muestra la convergencia de ambas inversiones. La inversión con todas las frecuencias convergió al error significativo de 1 en la iteración 25 pero al igual que en las inversiones 3D anteriores, se decidió utilizar la iteración 49. La inversión para altas frecuencias convergió a 1 en la iteración 46 pero al buscar que tuviera un mismo error significativo que la inversión con todas las frecuencias se eligió la iteración 99. La Tabla 5-5 muestra los resultados de la inversión en ambos casos.

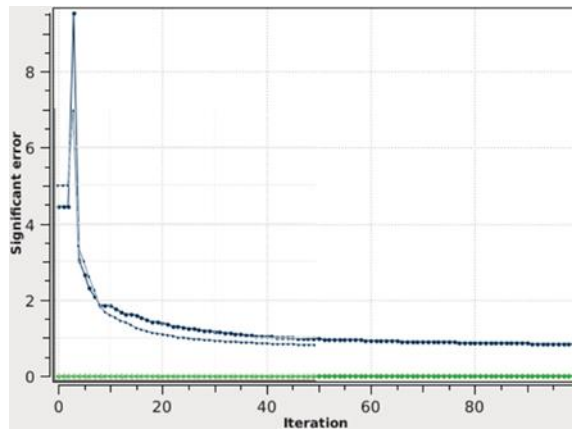


Figura 5-22 Convergencia de las inversiones 3D de la capa resistiva de 200m de espesor. Los puntos pequeños pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que los puntos grandes pertenecen a la inversión de altas frecuencias.

Tabla 5-5 Resultados Inversiones 3D capa regional resistiva de 200m

Inversiones 3D		
Frecuencias [Hz]	0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 2	1.4 y 2
Iteracion final	49	99
Desajuste Inicial	4.46	4.46
Desajuste final	0.82	0.84
Cima [m]	450-200	500-200
Espesor Respuesta Res [m]	650	550
Límites Rv [$\Omega \cdot m$]	2-5.6	2-5.6
Límites Rh [$\Omega \cdot m$]	1.1-2.8	1-2.8

La Figura 5-23 muestra los modelos de inversión en Rv sobre una línea inline (a largo del eje del anticlinal) para las inversiones de la capa resistiva de 200m. Las imágenes con subíndice “a” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número “1” pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número “2” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número “3” a la inversión de altas

frecuencias. De nueva forma no se aplicaron parámetros de regularización en las inversiones porque se buscó conocer la respuesta de la inversión junto con sus artefactos en pos de observar las posibles dificultades que se tendrán en inversiones con datos reales.

Los modelos de inversión muestran un contraste de resistividad que se puede asociar a la capa regional somera, sobre todo en los modelos de inversión de resistividad vertical (imágenes 2a y 2b de la Figura 5-23). Al igual que en el modelo #1, el espesor de la respuesta resistiva es mayor que el espesor de la capa regional debido a la resolución que el método CSEM marino tiene al trabajar en frecuencias muy bajas.

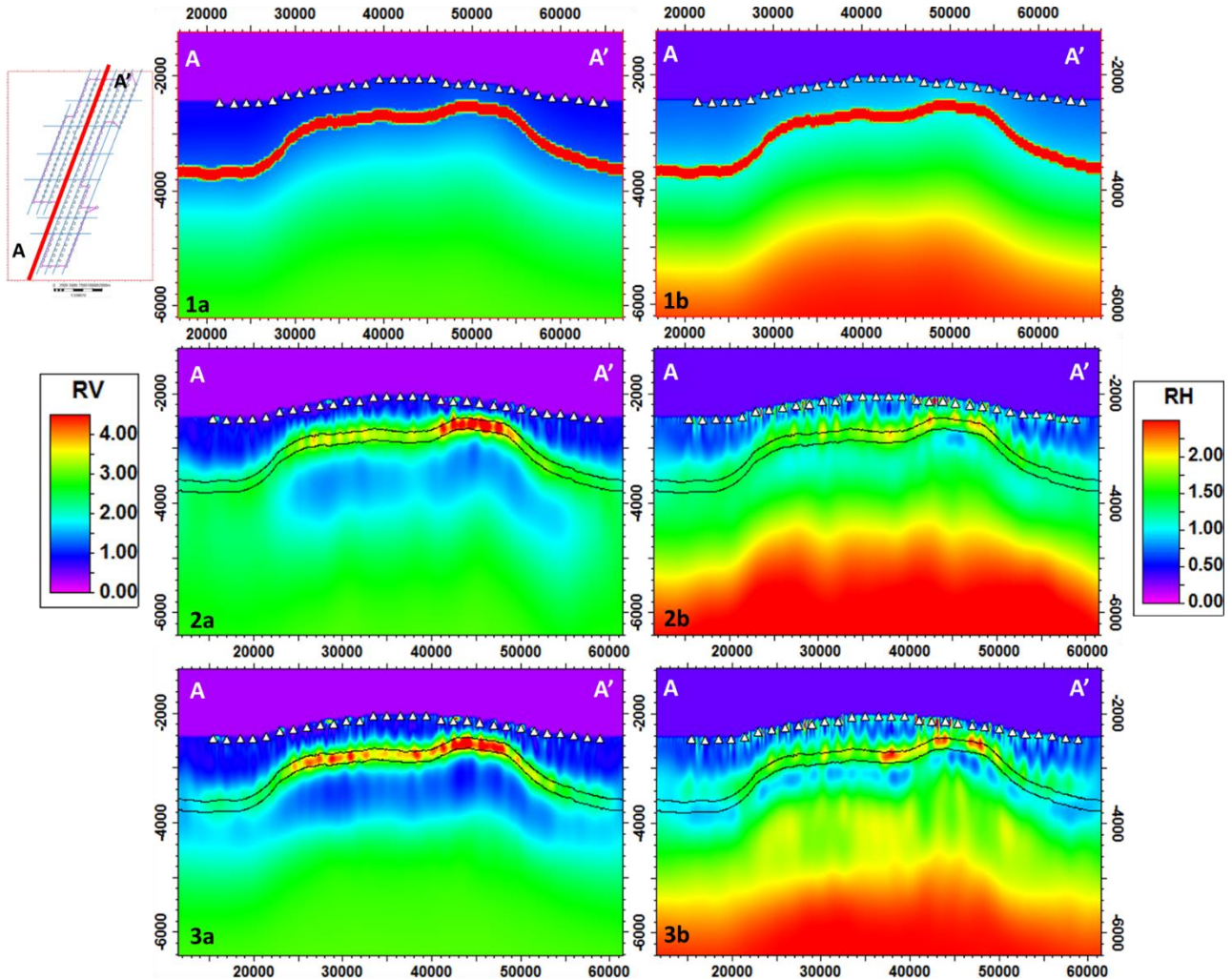


Figura 5-23 Corte a lo largo del eje del anticlinal. Las imágenes con subíndice “a” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número “1” pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número “2” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número “3” a la inversión de altas frecuencias.

El algoritmo de inversión es muy sensible a cambios a profundidades someras. En ambos modelos de inversión de resistividad (Rv y Rh), la respuesta resistiva producida por la capa regional somera se encuentra afectada por la alta sensibilidad del gradiente de la función de desajuste cerca de los receptores

(Zach et al., 2008). Los artefactos numéricos de la inversión (imprints) se concentran puntualmente con la posición horizontal de los receptores (en x y y) pero a la profundidad de la capa resistiva (en z). Los artefactos más fuertes se localizan en la parte más somera de la capa (La nariz derecha del anticlinal en las imágenes de la Figura 5-23).

Una diferencia notoria en los modelos de inversión de resistividad vertical entre la inversión con varias frecuencias (2a y 2b) y la inversión de altas frecuencias (3a y 3b) en la Figura 5-23 es que en este caso las altas frecuencias son más sensibles a la capa resistiva y logran delimitarla mejor. Sin embargo la inversión de altas frecuencias crea una sombra debajo de la capa resistiva más conductiva de lo que realmente es el modelo de resistividad de fondo. En el modelo de inversión Rh de altas frecuencias los artefactos numéricos en la posición de los receptores se unen con las respuestas resistivas de la capa regional. La inversión muestra los artefactos cuando tiende a aumentar de manera no uniforme la resistividad horizontal en la parte media del modelo (3b de la Figura 5-23).

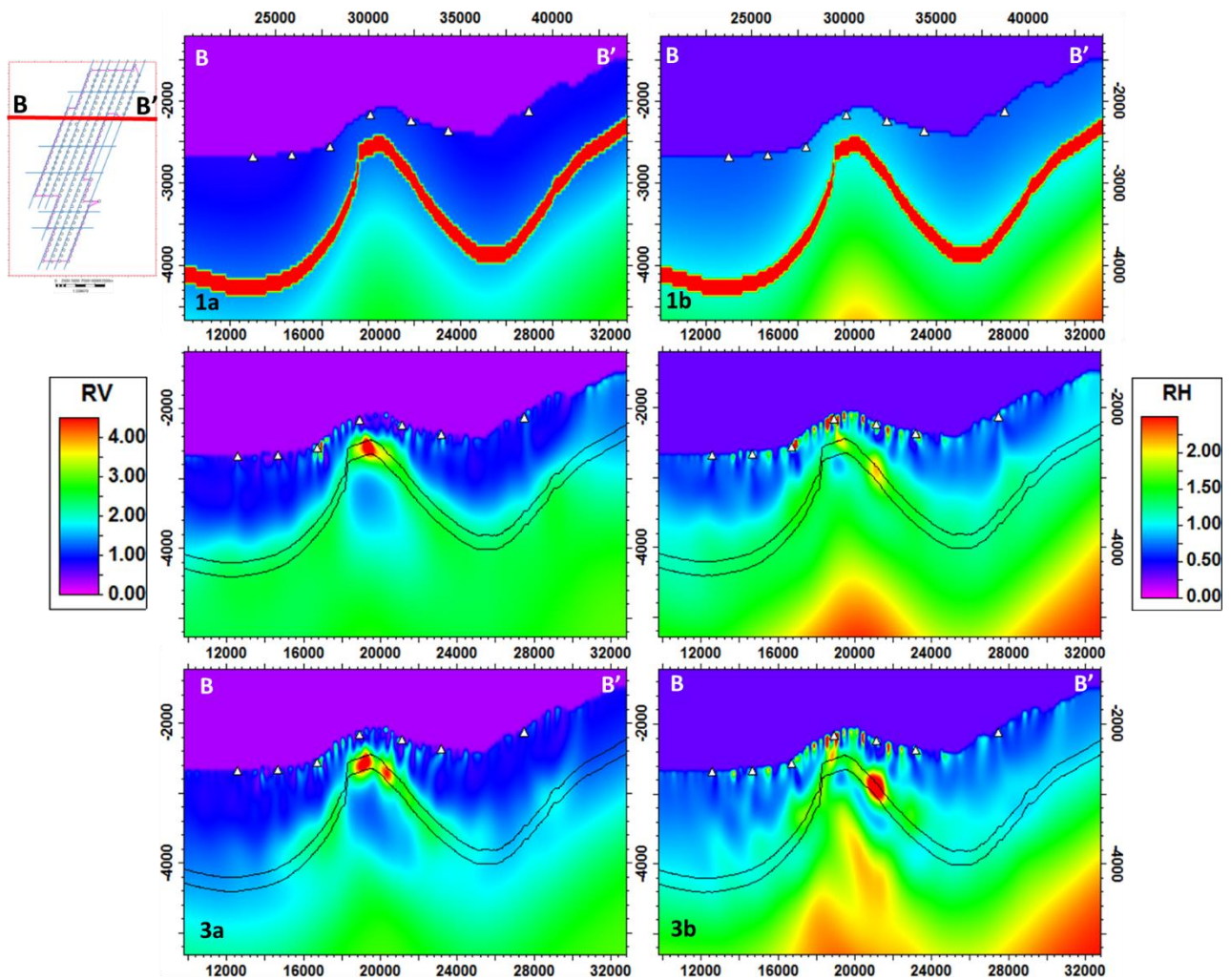


Figura 5-24 Corte perpendicular al eje del anticlinal. Las imágenes con subíndice "a" se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice "b" se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número "1" pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número "2" pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número "3" a la inversión de altas frecuencias.

La Figura 5-24 muestra los modelos de inversión en una línea transversal (perpendicular al eje del anticlinal). Los modelos de inversión en Rv (imagenes 2a y 3a de la Figura 5-24) son sensibles en la cima de la estructura; la capa es muy delgada para que la inversión pueda recuperar la mayoría de la resistividad original debido a los echados tan pronunciados en los flancos, además de que los valles de la capa se encuentran a una profundidad en donde el metodo deja de tener sensibilidad. Sin embargo, al igual que en el modelo #1, el espesor de la respuesta resistiva es mayor que el espesor de la capa regional y es visible que existe una respuesta asociada a la capa regional al haber un contraste de resistividades en los modelos invertidos. Los modelos de inversión en Rh (imagenes 2b y 3b de la Figura 5-24) son sensibles a la capa regional en el flanco derecho del anticlinal por ser el de mayor espesor.

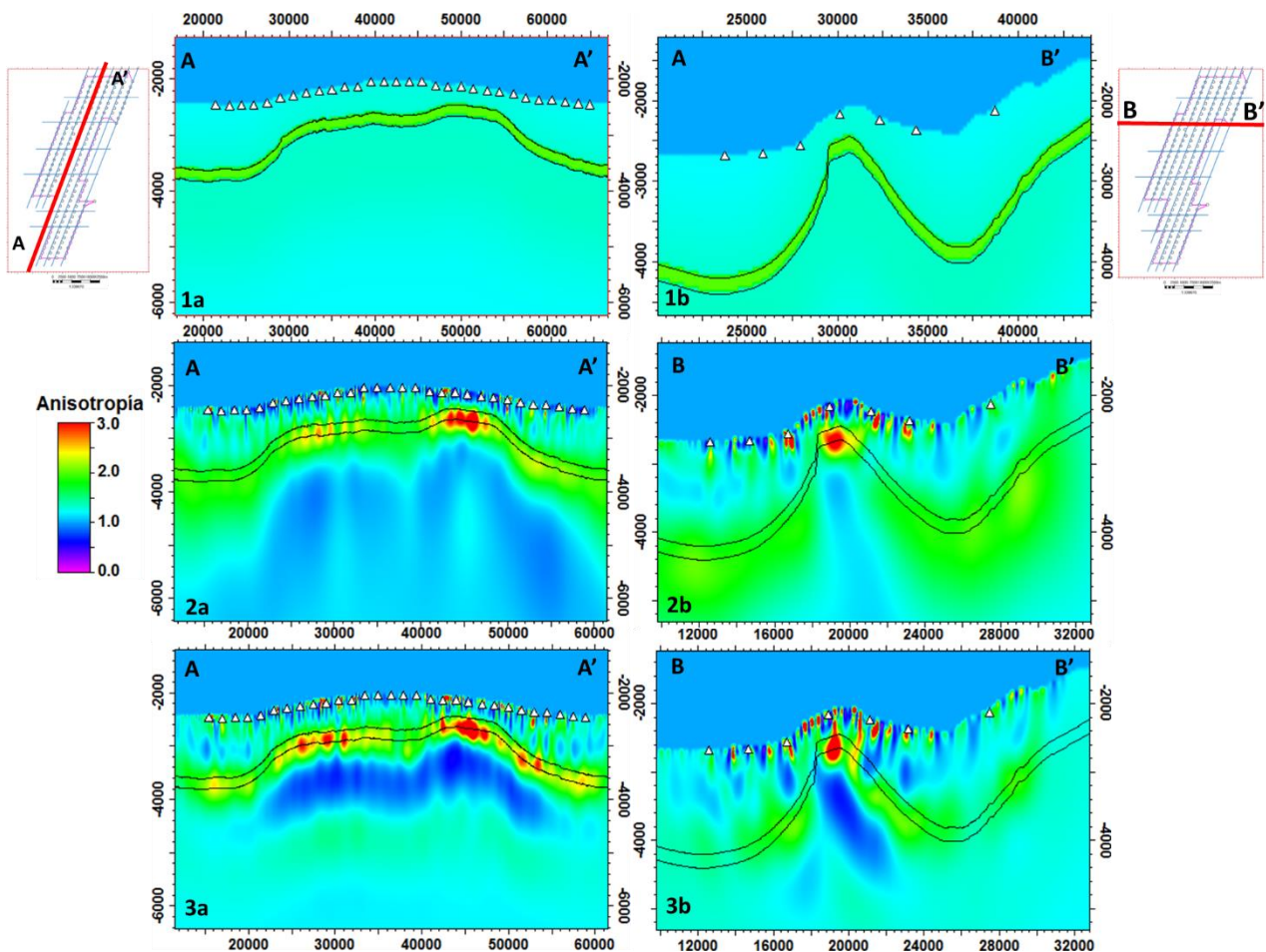


Figura 5-25 Modelos de inversión de anisotropía. Las imágenes con subíndice “a” se refieren a los modelos de resistividad vertical (Rv), mientras que las de subíndice “b” se refieren a los modelos de resistividad horizontal (Rh). Las imágenes con número “1” pertenecen al modelo sintético, las imágenes con número “2” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el número “3” a la inversión de altas frecuencias.

La inversión de altas frecuencias (imágenes 3a y 3b) es mas sensible a la capa regional, aunque los datos tienen menor información sobre la parte profunda de los modelos. Por ello, la inversión contiene artefactos

numéricos en la parte profunda del modelo, dentro del núcleo del anticlinal, además de los artefactos asociados a los receptores. La inversión siempre tratará de buscar matemáticamente el modelo que ajuste mejor a los datos, sin embargo cuando las condiciones de entrada para que el algoritmo funcione eficientemente no se cumplen se pueden esperar respuestas que no son reales.

La Figura 5-25 muestra los resultados de la anisotropía. De nueva cuenta el modelo de fondo se le asignó una anisotropía 1 al agua de mar, una anisotropía promedio de 1.5 al subsuelo y una anisotropía de 2 a la capa resistiva. Las imágenes con subíndice "a" pertenecen al corte a lo largo del eje de la estructura y las imágenes con subíndice "b" pertenecen al corte que perpendicular al eje del anticlinal. Los modelos de inversión de anisotropía en la inversión de altas frecuencias (imágenes 3a y 3b de la Figura 5-25) muestran que la inversión es muy sensible en la cima de la estructura en ambos cortes, sin embargo, los imprims afectando cerca de los receptores llegan a unirse con las respuestas resistivas producidas por la presencia de la capa.

En las imágenes de la Figura 5-25 (sobre todo en la inversión de altas frecuencias), en la parte profunda del modelo se tienen anisotropías menores a las del modelo de sintético. Esto es un artefacto numérico de la inversión ocasionado al tener R_h capacidad de profundizar más que R_v , debido a los distintos modos en que la energía viaja dependiendo si es sensible a un resistivo por el efecto inductivo o galvánico. Sin embargo, gracias a la información extra proporcionada por las líneas transversales tenemos valores de anisotropía similares a los del modelo sintético en donde se cruzan las líneas inlines y transversales (imágenes 2a y 3a de la Figura 5-25).

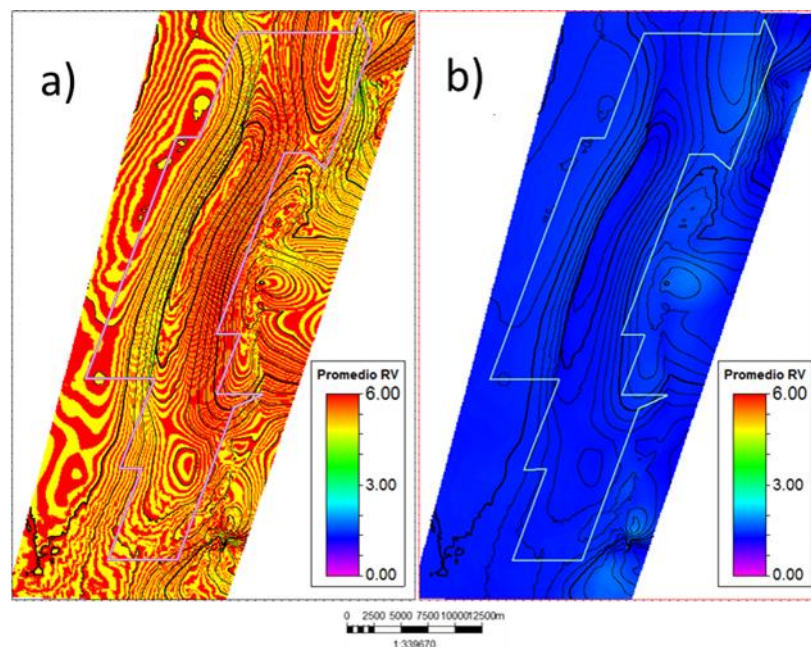


Figura 5-26 Mapas de promedio de resistividades en el modelo sintético (a) y en el modelo inicial (b) en donde se localiza la capa resistiva de 200m.

Para realizar los mapas de propiedades (Promedio Rv, TR y ATR) se calcularon de nuevo los valores de resistividad vertical en el modelo sintético y en el modelo de fondo (o inicial en el caso de inversión sintética). En la Tabla 5-5 se muestran los valores de promedio de resistividad vertical observado en el modelo sintético y en el modelo inicial, así como los valores esperados de TR y ATR a comparar con los modelos de inversión obtenidos (Figura 5-26).

Para escoger la resistividad de fondo se analizó el histograma del mapa promedio de Rv en el modelo inicial (Figura 5-24). Se eligió el valor de 1.56 ohm•m como límite máximo para la resistividad de fondo.

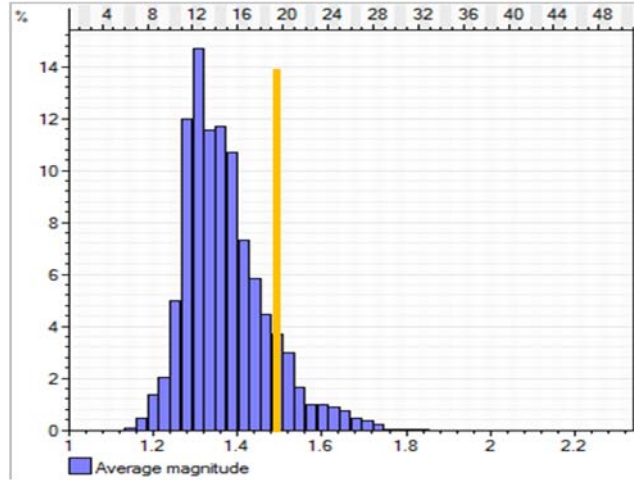


Figura 5-27 Histograma del mapa promedio de Rv en el modelo inicial de la capa resistiva de 200m. Se eligió el valor de 1.56 ohm•m como límite máximo para la resistividad de fondo.

Tabla 5-6 Valores esperados en las inversiones de resistividad V promedio, de resistividad de fondo, TR y el ATR.

Resistividad V Promedio	6 Ω m
Resistividad V de fondo	<1.56 Ω ·m
TR Esperado	1200 Ω m ²
ATR Esperado	888 Ω m ²

La Figura 5-28 muestra los mapas de promedios realizados a los de modelos de inversión en Rv para las distintas propiedades: Los mapas con número 1 pertenecen al promedio de resistividad vertical; con número 2 a la resistividad transversal (TR) y con número 3 a la resistividad transversal anómala (ATR). Las imágenes con subíndice “a” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el subíndice “b” a la inversión de altas frecuencias. Los mapas fueron calculados en la parte del modelo ocupado por la respuesta resistiva (en la Tabla 5-5 se encuentran los espesores usados para el cálculo de los mapas promedios).

En el mapa de promedios R_v (1a y 1b de la Figura 5-28), la inversión con todas las frecuencias es sensible a la capa resistiva en toda el área formada por los receptores (delimitada por el polígono blanco) mientras que la inversión de altas frecuencias es sensible a la capa en la cima del anticlinal al ser la zona más cercana al fondo marino, por lo que no logra cubrir toda el área del polígono blanco. El rango de recuperación de resistividad vertical, en ambas inversiones, varía entre 2 a 5.6 $\text{ohm} \cdot \text{m}$.

En los mapas de la inversión de todas las frecuencias (con subíndice "a" en la Figura 5-28) es notable como la inversión recupera más la capa resistiva en la ubicación de las líneas transversales. Al igual que en el modelo #1, en la esquina superior derecha en todos los mapas se observa una respuesta resistiva fuera del polígono blanco, su existencia se debe a que esa parte el fondo marino se encuentra a menor profundidad y a una distancia más cercana a los receptores.

En los mapas de TR y ATR (Mapas con el número 2 y 3 respectivamente en la Figura 5-28), se observa la alta sensibilidad que el algoritmo tiene a profundidades someras al concentrar en la ubicación de los receptores los artefactos numéricos resistivos. Estos artefactos se ven con mayor intensidad en las inversiones (Figuras 5-23 y Figura 5-24), en los mapas de TR y ATR (Figura 5-28) los artefactos se observan más suavizados y uniformes. Las propiedades calculadas demuestran que, a pesar de los artefactos numéricos en la parte somera, la inversión es sensible a la capa resistiva.

En estos mapas de promedio (Figura 5-28) también se mantiene la dificultad de la inversión para recuperar la capa resistiva en pendientes pronunciadas y cuando el espesor de la capa disminuye (la falta de respuesta resistiva en el flanco izquierdo de la estructura anticlinal) al igual que en las inversiones del modelo #1.

Se normalizaron los mapas de magnitudes promedio R_v , TR y ATR con los mapas del modelo sintético (en magnitudes promedio R_v , TR y ATR respectivamente). Los mapas normalizados se realizaron para analizar de manera cualitativa el porcentaje de sensibilidad que tiene el algoritmo de inversión al usar distintos grupos de frecuencias (Figura 5-29). Los mapas normalizados con número 1 pertenecen al promedio de resistividad vertical; con número 2 a la resistividad transversal (TR) y con número 3 a la resistividad transversal anómala (ATR). Las imágenes con subíndice "a" pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el subíndice "b" a la inversión de altas frecuencias.

En la inversión con todas las frecuencias, los mapas de promedio R_v normalizado (1a de la Figura 5-29) muestran porcentaje de recuperación que varía del 40% (en el área fuera del polígono blanco) al 70% (en la cima del anticlinal o a menor profundidad debajo del fondo marino). Los mapas de resistividad transversal (2a de la Figura 5-29) muestran un porcentaje de recuperación del 120% al 200%; los altos porcentajes se deben a que un mayor espesor en la respuesta resistiva compensa que las celdas del modelo de inversión tengan una resistividad menor a la que deberían tener. En el caso de los mapas de ATR (3a de la Figura 5-29), cualquier valor mayor a 0 se considera anómalo y al no tener el efecto de la formación, con este mapa se puede analizar donde se tiene mayor sensibilidad en la estructura. La imagen 3a muestra como

límite, entre la resistividad de fondo de la formación y resistividad asociada a la capa regional, el color azul rey. El porcentaje máximo de ATR que recupera la inversión es del 100% en la cima del anticlinal, en donde la pendiente es suave y donde se tiene buena cobertura de receptores (la respuesta resistiva se concentra en las ubicaciones de los receptores debido a la alta sensibilidad del método en la zona somera).

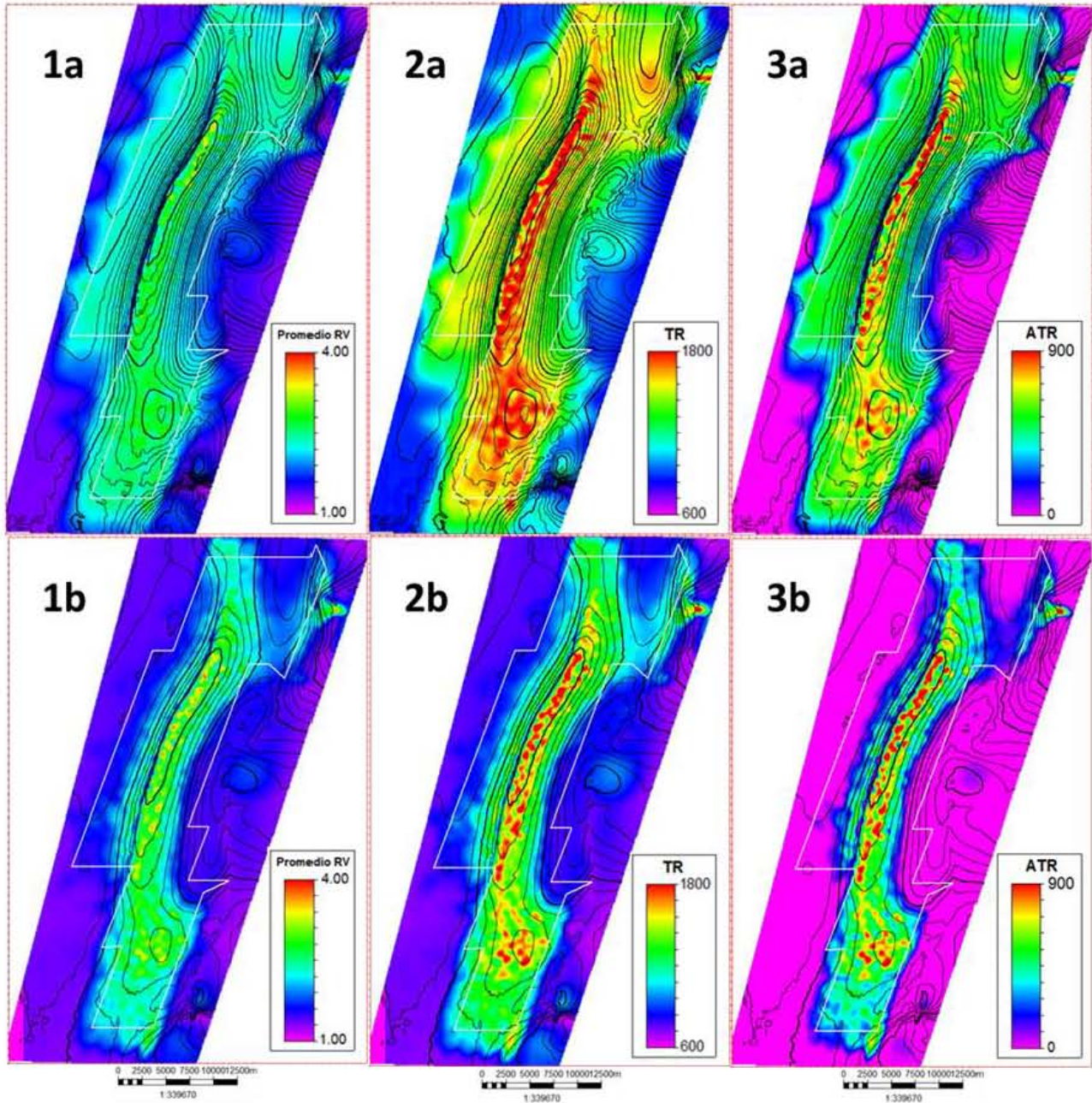


Figura 5-28 Mapas de promedios realizados a los modelos de inversión en Rv para las distintas propiedades. Los mapas con número 1 pertenecen al promedio de resistividad vertical; con número 2 a la resistividad transversal (TR) y con número 3 a la resistividad transversal anómala (ATR). Las imágenes con subíndice “a” pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el subíndice “b” a la inversión de altas frecuencias.

5.2.3.1 OBSERVACIONES

En comparación a los mapas promedios calculados en la inversión 3D del modelo #1, existe una diferencia en la sensibilidad dentro del área que ocupan los receptores. La inversión con altas frecuencias (las imágenes con subíndice “b” en la Figura 5-28 y 5-29) es sensible solo a la parte más somera de la capa regional y no tiene sensibilidad en las partes profundas del área cubierta por los receptores. En cambio, la inversión con todas las frecuencias (las imágenes con subíndice “a” en la Figura 5-28 y 5-29) tienen sensibilidad a la capa regional resistiva en el área cubierta por los receptores.

Al igual que en el modelo #1 la sensibilidad a la capa regional se reduce donde las pendientes son muy pronunciadas y cuando el espesor de la capa disminuye (la falta de una respuesta resistiva asociada a la capa regional en el flanco izquierdo de la estructura anticlinal es visible en todas las imágenes). Así mismo, se mantiene la respuesta resistiva fuera del polígono rosa, en la esquina superior derecha (debido a que se encuentra a menor profundidad y por ende a una distancia más cercana a los receptores).

El modelo #2 tiene una capa regional somera que se ve afectada por la sensibilidad que tiene el algoritmo de inversión a los cambios en profundidades cercanas al fondo marino. En la parte somera del modelo se pueden observar imprints o artefactos numéricos del algoritmo en la zona de los receptores, sobretodo en donde la batimetría es más abrupta, concentrándose en la posición horizontal de los receptores (en x y y) pero a la profundidad de la capa resistiva (en z). Para evitar que el algoritmo se enfoque en esta parte somera, es necesario el uso de técnicas de regularización que evitan contrastes muy marcados entre las celdas del modelo teniendo cuidado de no afectar la sensibilidad a los resistivos someros. En la parte profunda se mantiene la mayor sensibilidad de R_h sobre R_v como en el modelo #1, visible en el modelo de anisotropía (Figura 5-25), debido a los distintos modos en que la energía viaja dependiendo si es sensible a un resistivo por el efecto inductivo o galvánico. Las líneas transversales proporcionan información extra que permiten recuperar valores de anisotropía similares a los modelados.

Las inversiones realizadas en el modelo #2 tendrían mejores resultados (menos artefactos numéricos de inversión) si se hubieran usado frecuencias altas en vez de las contenidas en la forma de onda del modelo #1 (0.2, 0.4, 0.6, 0.8 y 2 Hz). Este tipo de onda se utiliza cuando hay objetivos a mayores profundidades debajo del fondo marino que en las partes someras (donde se simula la capa resistiva en el modelo #2). El caso del modelo #2 fue un ejercicio realizado para recalcar la importancia del estudio de sensibilidad antes de realizar una adquisición y seleccionar los parámetros adecuados que permitan obtener una buena calidad de datos.

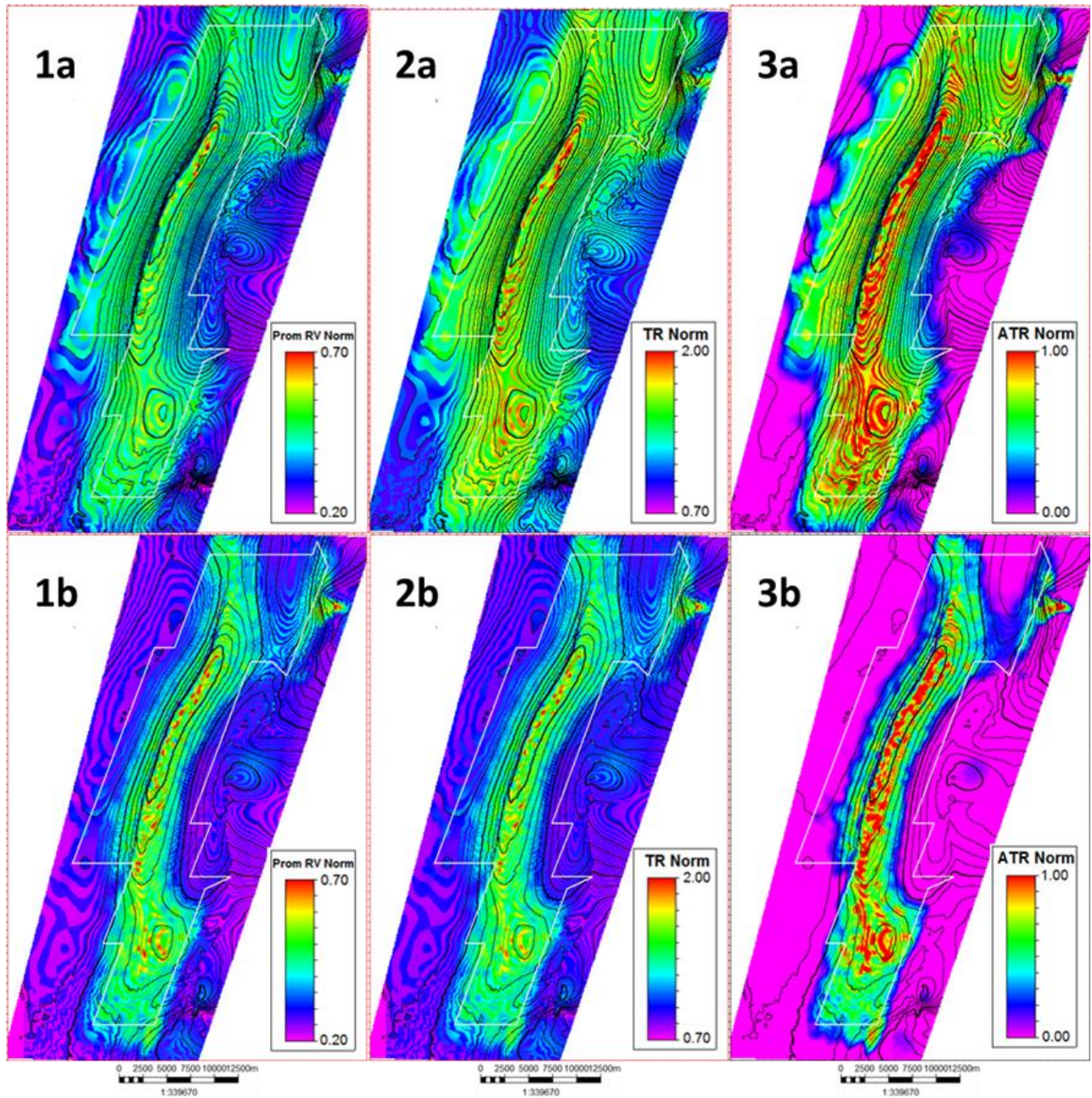


Figura 5-29 Mapas normalizados de las distintas propiedades en los modelos de inversión respecto a los mapas correspondientes de propiedades basados en el modelo sintético. Los mapas normalizados con número 1 pertenecen al promedio de resistividad vertical; con número 2 a la resistividad transversal (TR) y con número 3 a la resistividad transversal anómala (ATR). Las imágenes con subíndice "a" pertenecen a la inversión con todas las frecuencias mientras que el subíndice "b" a la inversión de altas frecuencias.

6 CONCLUSIONES

Los métodos CSEM marinos siguen siendo una tecnología joven en la industria de exploración de hidrocarburos por lo que tienen varias áreas de oportunidad, especialmente en las estructuras geológicas complejas que representan un reto para los algoritmos de inversión 3D. En un futuro próximo, estas dificultades disminuirán al mejorar el modelado de las ecuaciones EM y las capacidades de los equipos de cómputo.

Después de una revisión general del funcionamiento del método CSEM marino, se analizó el flujo de trabajo del método CSEM marino enfocándose en la parte de modelado e inversión de datos sintéticos y el cálculo de propiedades para el análisis de la sensibilidad del método CSEM marino hacia la capa regional resistiva (TR y ATR).

Se comprobó la utilidad de la inversión 2.5D (en el modelo sintético #1) para obtener resultados previos y robustos pero útiles. En la inversión 3D se comprobó que la sensibilidad en la capa cambia si se varía el factor DW. Los resultados obtenidos no fueron concluyentes para determinar si es aceptable aumentar el factor DW para compensar la atenuación de la señal con la profundidad. A partir de lo anterior, se propone realizar un estudio para estimar cuales son las condiciones en donde aumentar el factor DW deja de ser aceptable y se obtienen resultados irreales.

En el modelo sintético #2 se comprobó la utilidad de hacer inversiones con distinto contenido de frecuencias, en la forma de onda, para resaltar la respuesta asociada a la capa regional somera (inversiones con todo el contenido de frecuencias vs altas frecuencias). Sin embargo se observaron artefactos numéricos de la inversión (imprints) que pueden llegar a afectar la interpretación en modelos de inversión de datos reales. Para evitar la presencia de artefactos numéricos, es necesario aplicar distintos parámetros de regularización en la parte somera del modelo (Zach et al., 2008b) teniendo cuidado de no afectar la sensibilidad a los resistivos someros.

En todos los resultados se comprobó que la inversión tiene sensibilidad en la cima, que se tiene dificultades para recuperar información en los flancos (donde el echado es pronunciado), cuando el espesor de la capa se reduce abruptamente y en la parte profunda del modelo (debido a la atenuación de la señal EM). Asimismo, la presencia de datos azimutales y de líneas transversales proporcionó mayor información lo que permitió mejorar los resultados en los modelos de resistividad invertidos.

En términos generales la sensibilidad a un objetivo dependerá de la profundidad a la que se encuentre, el área, su espesor, el contraste de resistividad en comparación con la formación en la que se encuentra, las frecuencias y offsets utilizados. Por ello es importante realizar un estudio de sensibilidad sobre un objetivo para determinar si el uso del método es viable. En esta tesis se realizó un análisis cualitativo en los modelos de inversión obtenidos, los resultados serán de utilidad para interpretar modelos de inversión que provienen

de datos reales con estructuras geológicas similares. Por consiguiente, se propone un análisis más cuantitativo para complementar el trabajo realizado así como el uso de modelos sintéticos en donde la física de rocas y la geología se encuentren presentes. Por ejemplo: variar la porosidad y/o la conductividad de la capa en el anticlinal debido a la presencia de fallas y/o fluidos conductivos y el efecto que causaría la presencia de yacimientos en la cima del anticlinal.

7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Amundsen, L., Løseth, L., Mittet, R., Ellingsrud, S. y Ursin, B. (2006). Decomposition of electromagnetic fields into upgoing and downgoing components. *GEOPHYSICS*, 71(5), G211–G223.

Avdeev, D. B. (2005). Three-dimensional electromagnetic modelling and inversion from theory to application. *Surveys in Geophysics*, 767-799.

Baltar, D. y Roth, F. (2013). Reserve estimation methods for prospect evaluation with 3D CSEM data. *First Break*, 31(06), 103-111.

Baños, A. (1966). Dipole radiation in the presence of a conducting half-space. Pergamon Press, Inc.

Barker, N., Morten, J. y Shantsev, D. (2012). Optimizing EM data acquisition for continental shelf exploration. *The Leading Edge*, 1276-1284.

Becker, K., VonHerzen, R., Francis, T., Anderson, R. H., Honnorez, J., Adamson, A. C., Emmermann, R., Kempton, P.D., Kinoshita, H., Laverne, C., Mottl, M.J. y Newmark, R.L. (1982). In situ electrical resistivity and bulk porosity of the oceanic crust Costa Rica Rift. *Nature*, 300, 594–598.

Brady, J., Campbell, T., Fenwick, A., Ganz, M., Sandberg, S.K., Pereira B., M. P., Rodrigues, L.F., Campbell, C., Combee, L., Ferster, A., Combee, L., Ferster, A., Umbach, K.E., Labruzzo, T., Zerilli, A., Nichols, E.A., Patmore, S., Stiling, J. (2009). Sondeos electromagnéticos para la exploración de petróleo y gas. *Oilfield Review*, 21(01), 4-19.

Combrinck, M. (2006). Development of an automated analysis of TDEM data for the delineation of a finite conductor in a conductive half space. Pretoria: Faculty of Natural and Agricultural Science of the University of Pretoria.

Constable, S. (2010). Ten years of marine CSEM for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 75, 75A67-75A81.

Constable, S. (2013). Review paper: Instrumentation for marine magnetotelluric and controlled source electromagnetic sounding. *Geophysical Prospecting*, 61(01), 505-532.

Constable, S. C., Orange, A. S., Hoversten, G. M., y F., M. H. (1998). Marine magnetotellurics for petroleum exploration, Part I: A sea-floor equipment system. *Geophysics*, 63(3), 816-825.

Constable, S., y Srnka, L. (2007). An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, 72, WA3–WA12.

Cox C.S., F. J. (1971). Electromagnetic studies of ocean currents and electrical conductivity below the ocean floor. En A. Maxwell, *The Sea*, Vol. 4 Part I (págs. 637–693). New York: Wiley–Interscience.

Cox, C. S., Chave, A. D., y Constable, S. (1984). Offshore controlled source EM surveying, University of California proposal. Obtenido de <http://marineem.ucsd.edu/pubs.html>

Crona, L., Fristedt, T., Lundberg, P., y Sigray, P. (2001). Field tests of a new type of graphite-fiber electrode for measuring motionally induced voltages. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18, 92–99.

Edwards, R. (2005). Marine controlled source electromagnetics: principles, methodologies, future commercial applications. (Vol. 26). *Surv. Geophys.*

Eidesmo, T., Ellingsrud, S., MacGregor, L. M., Constable, S., Sinha, M. C., Johanson, S., Kong, F. N.; Westerdahl, H. (2002). Sea bed logging (SBL), a new method for remote and direct identification of hydrocarbon filled layers in deepwater areas. *First Break*, 20, 144–152.

Eisenberg, D., y Kauzman, W. (1969). *The structure and properties of water*. Oxford University Press, Inc.

Electromagnetic GeoServices. (2014). Recuperado el 15 de octubre de 2014, de <http://www.emgs.com/>

Engelmark, F., Mattsson, J., y Linfoot, J. (July 25-31, 2012). Efficient marine CSEM with a towed acquisition system. Extended Abstract, 21st EM Induction Workshop. Obtenido de http://mtnet.dias.ie/workshops/2012_Darwin/Programme+Abstracts/Abstracts/S4-O/S4.9_Engelmark.pdf

Filloux, J. (1987). Instrumentation and experimental methods for oceanic studies. En J. Jacobs (Ed.), *Geomagnetism* (págs. 143–248). Academic Press.

Grant, F. S., y West, G. F. (1965). *Interpretation theory in applied geophysics*. McGraw-Hill Book Co.

Haber, E. (2005). Quasi–Newton Methods for Large–Scale Electromagnetic Inverse Problems. *Inv. Prob.*, 21, 305–323.

Hasted, J. B. (1961). *The dielectric properties of water: Progress in Dielectrics* (Vol. 3). John Wiley y Sons, Inc.

Havsgård, G. B., y Jones, H. (2011). Low Noise Ag/AgCl Electric Field Sensor System for Marine CSEM and MT. Obtenido de Sitio Web Electromagnetic Geoservices ASA: <http://www.emgs.com/content/750/Low-Noise-Ag-AgCl-Electric-Field-Sensor-System-for-Marine-CSEM-and-MT-Applications>

Holten, T., Grude Flekkoy, E., Singer, B., Marten Blixt, E., Hanssen, A., y Jorgen Maloy, K. (2009). Vertical source, vertical receiver, electromagnetic technique for offshore hydrocarbon exploration. *First break*, 89-93. Obtenido de <http://www.petromarker.com/wp-content/uploads/2013/06/first-break-may-2009.pdf>

Johansen, S. E., Wicklund, T. A., y Amundssen, H. E. (Marzo 2007). Interpretation example of marine CSEM data. *THE LEADING EDGE*, 348-354.

Johnstad, S. E. y Farrelly, B. A., Ringstad, C. (2005). H010 - EM seabed logging on the Troll Field. *EAGE 67th Conference and Exhibition*. Madrid.

Keller, G. V. (1988). Rock and Mineral Properties. En M. N. Nabighian, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Volume1: Theory* (págs. 13-81).

Key, K. (2009). 1D inversion of multicomponent, multifrequency marine CSEM data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive. *Geophysics*, 74(2).

L. J., S., Carazzone, J. J., Ephron, M. S., y Eriksen, E. A. (2006). Remote reservoir resistivity mapping. *The Leading Edge*, 25, 972–975.

Løseth, L. O., Pedersen, H. M., Ursin, B. A., y Ellingsrud, S. (2006). Low frequency electromagnetic fields in applied geophysics; waves or diffusion? *Geophysics*, 71(4), W29-W40.

Maaø, F. A. (2007). Fast finite-difference time-domain modeling for marine-subsurface electromagnetic problems. *Geophysics*, 72(2), A19-A23.

MacGregor, L. (2012). Integrating seismic, CSEM, and well-log data for. *The Leading Edge*, 268-277.

Meju, M. A. (1994). *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practic*. SEG Books.

Mittet, R. (2008). Normalized amplitude ratios for frequency-domain CSEM in very shallow water. *First Break*, 26(11), 47-54.

Mittet, R., y Morten, J. P. (2012). Detection and imaging sensitivity of the marine CSEM method. *Geophysics*, 77(06), E411-E425.

Nocedal, J., y Wright, S. (1999). *Numerical Optimizacion*. New York: Springer-Verlag.

Orange, A., Key, K., y Constable, S. (2009). The feasibility of reservoir monitoring using time-lapse marine CSEM. *Geophysics*, 74, F21–F29.

Palshin, N. A. (2007). Chapter 14 EM Studies at Seas and Oceans. En V. V. Spichak (Ed.), *Electromagnetic Sounding of the earth's interior*. Elsevier.

Plessix, R.-E. y. (2007). 3D CSEM modeling and inversion in complex geological settings. *SEG Annual Meeting*, (pp. 589-593). San Antonio.

- Shaw, P. (1994). Age variation of oceanic crust Poisson's ration: Inversion and a porosity evolution model. *J. Geophys. Res.*, 99, 3057–3066.
- Shina, M., Patel, P., Unsworth, M., Owen, T., y MacCormack, M. (1990). An active source electromagnetic sounding system for marine. *Marine Geophysical Research*, 12, 59-68.
- Sommerfeld, A. (1909). 1. "Über die Fortpflanzung des Lichtes in dispergierenden Medien. (Vol. 44(10)). *Annalen der Physik*.
- Srnka, L. J., Carazzone, J. J., Eriksen, E. A., y Ephron, M. S. (2006). Remote reservoir resistivity mapping. *The Leading Edge*, 25, 972–975.
- Støren, T., Zach, J., y Maaø, F. (2008). Gradient calculations for 3D inversion of CSEM data using a fast finite-difference time-domain modelling code. 70th EAGE Conference and Exhibition. Roma.
- Stratton, J. A. (1941). *Electromagnetic theory*. McGraw-Hill Book Co.
- Swift, J. C. (1988). Fundamentals of the Electromagnetic Method. En M. N. Nabighian, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Volume1: Theory* (págs. 5-10). SEG.
- Tikhonov, A. N., y Arsenin, V. Y. (1977). *Solutions of Ill-posed Problems*. New York: Wiley.
- Um Schankee, E., y Alumbaugh Lee, D. (2007). Special Section — Marine Controlled-Source Electromagnetic Methods On the physics of the marine controlled-source electromagnetic method. *Geophysics*, 72, WA13–WA26.
- Wang, T., y Hohmann, G. W. (1993). A finite difference time-domain solution for three dimensional electromagnetic modeling. *Geophysics*, 58(6), 797-809.
- Ward, S. H. (1967). *Electromagnetic theory for geophysical applications: Mining geophysics (Vol. II)*. Society of Exploration Geophysicists.
- Ward, S. H., y Hohmann, G. W. (1988). *Electromagnetic Theory for Geophysical Applications*. En M. N. Nabighian, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics* (págs. 130-311).
- Wayne, T. (2003). *Sistemas de comunicaciones electrónicas*. (V. G. Gloria Mata Hernández, Trans.) Pearson Educación.
- Webb, S., Constable, S., Cox, C., y Deaton, T. (1985). A seafloor electric field instrument. *Geomagnetism and Geoelectricity*, 37, 1115–1129.
- Weyl, H. (1919). Ausbreitung elektromagnetischer Wellen "über einem ebenen Leiter (Vol. 60). *Annalen der Physik*.

Yee, K. S. (1966). Numerical solution of initial boundary problems involving Maxwell's equations in isotropic media. *IEEE Trans Ant. Prop.* AP-14, 302-309.

Yuan, H., Pham, T., Zach, J. J., Frenkel, M. A., y Ridyard, D. (2009). Exploration case studies in mature Gulf of Mexico basins using 3D marine CSEM. *SEG Annual Meeting. Expanded Abstracts* (págs. 825–829). SEG.

Zach, J. J., y Frenkel, M. A. (2009). 3D inversion-based interpretation of marine CSEM data. *2009 Offshore Technology Conference*. Houston, Texas.

Zach, J. J., Bjorke, A. K., Storen, T., y Maaø, F. (2008b). 3D inversion of marine CSEM data using a fast finite-difference time-domain forward code and approximate Hessian-based optimization. *SEG Las Vegas*. SEG.

Zach, J. J., Roth, F., y Yuan, H. (2008). Preprocessing of Marine CSEM Data and Model Preparation for Frequency-domain 3D Inversion. *PIERS Proceedings*, 144-148.

Zhdanov, M. S. (2002). Geophysical inverse theory and regularization problems (Vols. *METHODS IN GEOCHEMISTRY AND GEOPHYSICS*, 36). Amsterdam, Netherlands: Elsevier Science B. V.,.

Zhdanov, M. S. (2009). Geophysical Electromagnetic Theory and Methods (Vols. *METHODS IN GEOCHEMISTRY AND GEOPHYSICS*, 43). Amsterdam: Elsevier.

Zhdanov, M. S. (2010). Electromagnetic geophysics: Notes from the past and the road ahead. *Geophysics*, 75(5), A49-A66.