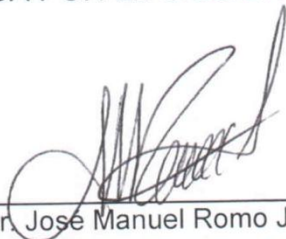


TESIS DEFENDIDA POR
JESSICA JAZMIN SALAS ARIZA
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. José Manuel Romo Jones
Director del Comité



Dr. Francisco Javier Esparza Hernández
Miembro del Comité



Dr. Mario González Escobar
Miembro del Comité



Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Miembro del Comité



Dr. Antonio González Fernández
*Coordinador del programa de posgrado
en Ciencias de la Tierra*



Dr. David Hilario Covarrubias Rosales
Director de Estudios de Posgrado

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO EN LA CUENCA LA
PURÍSIMA, BAJA CALIFORNIA SUR, MEXICO**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta:

JESSICA JAZMÍN SALAS ARIZA

Ensenada, Baja California, México
2012.

RESUMEN de la tesis de **Jessica Jazmin Salas Ariza**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de **MAESTRO EN CIENCIAS** en **Ciencias de la Tierra** con orientación en **Geofísica Aplicada**. Ensenada, Baja California. Junio 2012.

ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO EN LA CUENCA LA PURÍSIMA, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

Resumen aprobado por:

Dr. José Manuel Romo Jones
Director de Tesis

Como parte del proyecto “Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California” que el CICESE realizó para Pemex, se llevaron a cabo dos perfiles magnetotelúricos (MT) cortando transversalmente la cuenca La Purísima localizada en Baja California Sur, México. El objetivo es investigar la conductividad eléctrica de las rocas de la corteza y determinar, a través de esta propiedad física, la extensión y profundidad de la cuenca, así como buscar evidencia, en la corteza profunda, de los eventos tectónicos que ocurrieron hace 12.5 Ma y que llevaron a la separación de la Península del continente Norteamericano.

Utilizamos dos técnicas para procesar el tensor de impedancia medido con el MT, la descomposición de Groom y Bailey (Groom y Bailey, 1991) y la transformación Serie y Paralelo (Romo et al, 2005), a partir de estos datos obtuvimos modelos geoelectricos someros y profundos con dos métodos de inversión: Gauss-Newton (Rodi y Mackie, 2001) e inversión tipo Occam (deGroot-Hedlin y Constable, 1990).

Finalmente, para constreñir los modelos integramos información de registros geofísicos de tres pozos propiedad de Pemex y de secciones de reflexión sísmica interpretadas como para del proyecto antes mencionado (González-Escobar, 2011). Para los modelos profundos realizamos un análisis de la matriz de sensibilidad y de conductancia integrada. La primera para conocer qué parámetros del modelo no son resueltos por los datos y la segunda para determinar si los datos son sensibles a una capa conductora profunda asociada a la zona de subducción fósil.

Los resultados obtenidos muestran en los modelos someros una zona conductora (<10 Ohm-m) asociada a la cuenca sedimentaria La Purísima. En los modelos constreñidos ésta anomalía alcanza una profundidad máxima de 8 km.

Los modelos geoelectricos profundos detectan una anomalía conductora aproximadamente a 20 km de profundidad, al oeste de ambos perfiles. Este conductor se asocia a fluidos liberados después de la subducción de la placa Farallón que cesó su actividad hace 12.5 Ma.

Palabras Clave: método magnetotelúrico, Cuenca La Purísima, inversión MT en 2D.

ABSTRACT of the thesis presented by **Jessica Jazmin Salas Ariza** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in **Earth Sciences** with orientation in **Applied Geophysics**. Ensenada, Baja California, Ensenada, Baja California June 2012.

Two magnetotelluric profiles across La Purisima basin, in Baja California Sur, were completed as a component of the project “Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California” that CICESE prepared for Pemex. The purpose was to investigate the electrical conductivity in the rocks of the crust and define, via this physical property, the extension and depth of the basin as well as the search for evidences, in the low crust, of the tectonic events occurred 12.5 Ma ago that lead to the separation of Baja peninsula from North America continent.

We used two different techniques for processing the impedance tensor measured in MT, the Groom&Bailey decomposition (Groom y Bailey, 1991) and the Series-Parallel transformation (Romo, et al., 2005). We used this processed data to produce 2D models of the electrical resistivity making use of two distinct inversion methods: Gauss-Newton (Rodi ND Mackie, 2001) and Occam type inversión (deGroot-Hedlin y Constable, 1990).

To constrain the models we integrate information from well log registered for Pemex in three boreholes as well as seismic information interpreted as part of the project mentioned above. For the deep models we analyzed the sensitivity matrix and the integrated conductance in order to look for the model parameters that are not sensitive to the observed data as well as define the sensitivity to a deep conductive layer associated with the fossil subduction zone.

The shallow models show a conductive zone (<10 Ohm-m) related with La Purísima sedimentary basin. In the xonstrainede model this anomaly extends to a depth of 8 km. The deep models detect a conductive anomaly at about 20 km depth in the weestern end of the profiles. This conductve feature can be associated to fluids released by the Farallon plate after the end of the subsuction process, 12.5 Ma ago.

Key words: magnetotelluric method, La Purísima basin, 2D magnetotelluric inversion.

Dedicatorias

A mi madre: *María Aríza Rendón*. Te amo con todo mi corazón.

A mi angelito que me cuida desde el cielo. Mi padre: *Víctor Salas González*.

A los que ya no me quitan el sueño, mis preciosos hermanos: *Silvia y Víctor*.

A los hacen más feliz mi existencia, con sus risas, juegos y travesuras, mis queridos sobrinos: *Víctor, Chucho, Valentín y mi hermosa Valentina*.

A mi compañero en esta gran aventura: *Favio*.

A mí apreciada guía: *Alma*.

Agradecimientos

Doy gracias a Dios por acomodar las cosas y permitirme llegar a Ensenada, conocer este maravilloso lugar y a las maravillosas personas que viven aquí.

A mi asesor académico y director de Tesis Dr. José Manuel Romo Jones. Porque la puerta de su oficina siempre estuvo abierta para mí en todas las ocasiones que me asomé por ahí. Por sus enseñanzas, paciencia y buen humor.

A mis sinodales: Dr. Francisco Javier Esparza Hernández, Dr. Mario González Escobar, Dr. Julio Sheinbaum Pardo, por su tiempo, información, observaciones y comentarios a este trabajo.

Dr. Arturo Martín por facilitarme tiempo e información necesaria para este trabajo, Dr. Juan García por comentarios y sugerencias. A mis profesores de la maestría por transmitirme valiosos conocimientos para mi desarrollo profesional.

Por su ayuda en la recolección de los datos utilizados en este trabajo, a los técnicos Enrique Castillo Guerrero, Jaime Calderón González, Sergio Mayer Geraldo, al Dr. Ricardo A. Carpio, al futuro M. Favio Cruz Hernández, en especial al Dr. Romo y el M. Olaf Josafat Cortés Arroyo por el apoyo y conocimiento compartido del método MT durante y después del trabajo de campo. A Humberto por arreglarme n veces mi computadora, a las carismáticas secretarías y personal administrativo que me facilitaron mi estancia en CICESE, Martha Barrera, Bárbara Uribe, Lupita Zepeda, Ivonne Best, Ciltlalli Romero, Norma A. Fuentes. Por su apoyo también a Sergio Arregui Ojeda y a José Mojarro. A la señora Mary que siempre tiene limpio nuestro cubículo.

Al Dr. Carpio y Selene Lino que nos recibieron y facilitaron nuestra llegada a Ensenada. A mis amigos y compañeros de CICESE Chanes, Néstor (y Rox por supuesto), Tere, Dania, Mario, Olaf, Armando, Amalia, Cristina, Clemente, Fernando, Claudia, Tomas, Gina, Angélica, Nelly, Anaid, Nancy, Mine, Yunuhen, Alonso, Adrian, Almendra. Al Ing. Camargo por su apoyo desde el DF, a Sergio, Chava, Zam, Tobon, Ivan. A Ivone Lugardo por su gran amistad.

A CONACYT, por el apoyo económico (becario No. 237093) para realizar mis estudios de maestría. Al CICESE, por permitirme realizar mis estudios de maestría. CONACYT y CICESE por el apoyo económico para concluir el trabajo de tesis.

A Chuyita, Líli, Alma, Laura, Silvia, Ale, Vero, Ana Silvia, Ana, Miriam, Julián por transmitirme de su fortaleza, experiencia y esperanza. A mis amigos del MFC, por su alegría y compañerismo. A Raquel Negrete y Julia Gaos por su apoyo.

A Favio, *gracias por tu apoyo incondicional, sin ti este camino no hubiera sido igual.* $\dashv \vdash \mapsto \neg \neg$

CONTENIDO

	Página
RESUMEN	i
ABSTRACT	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos	v
CONTENIDO.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABLAS	xv
 I. Introducción	 1
I.1. Introducción	1
I.2. Objetivo.....	5
I.3. Área de estudio.....	6
I.3.1. Marco Tectónico.....	6
I.3.2. Geología del área de estudio	10
I.4. Antecedentes	14
I.4.1. Perfil de resistividad en la región de Vizcaíno	14
I.4.2. Estructura cortical empleando sísmica de refracción 2D.....	15
I.4.3. Estructura cortical empleando Funciones Receptor	16
I.4.4. Modelo de Velocidades	17
I.4.5. Datos gravimétricos.....	18
I.4.6. Datos Magnéticos.....	19
I.4.7. Evidencia Geoquímica.....	20
I.5. Fundamentos del método magnetotelúrico	22
 II. Trabajo de campo y proceso de datos	 24
II.1. Trabajo de campo	24
II.2. Adquisición de datos.....	25
II.3. Proceso de series de tiempo.....	27
II.4. Funciones de respuesta magnetotelúrica	28
II.4.1. Descomposición de Groom y Bailey (TE-TM)	31
II.4.2. Transformación Serie-Paralelo (SE-PA).....	34
II.5. Curvas de resistividad y fase	36
 III. Inversión	 38
III.1. Teoría de Inversión	39
III.2. Inversión tipo Occam 1D	40
III.3. Inversión tipo Occam 2D	46
III.4. Inversión Gauss-Newton 2D	53

CONTENIDO

	Página
III.4.1. Curva L.....	55
III.5. Discusión	61
IV. Integración e interpretación geofísica	63
IV.1. Cuenca sedimentaria	63
IV.1.1. Perfil Norte	63
IV.1.2. Perfil Sur.....	66
IV.2. Validación de modelos	68
IV.2.1. Integración de geología (Información de pozos)	68
IV.2.2. Sísmica de reflexión	70
IV.2.3. Modelos Constreñidos.....	74
IV.2.4. Discusión.....	77
IV.3. Modelos profundos (Corteza inferior).....	79
IV.3.1. Perfil Norte	80
IV.3.2. Perfil Sur.....	82
IV.4. Validación de modelos	84
IV.4.1. Análisis de sensibilidad 2D.....	85
IV.4.2. Conductancia	92
V. Conclusiones	94
Bibliografía	96
Anexo A	103
Anexo B	112
Anexo C	122
Anexo D	131

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Rasgos estructurales mayores en la Península de Baja California. ISM-Isla Santa Margarita, BM-Bahía Magdalena. Modificado de Fletcher et al.(2003).	4
2	Figura 2. Modelo de la evolución mesozoica de Baja California, México (Busby, 2004; Busby <i>et al.</i> , 1998).	7
3	Evolución tectónica del Terciario, mostrando el movimiento de placas desde hace 50 Ma modificado de Lonsdale (1991).	9
4	Geología del área de estudio resumida, Martín Barajas et al. (2011).	11
5	Sección geológica cuenca La Purísima realizada por García Domínguez (1976).	12
6	Perfil geoelectrico a través de la península de Baja California en el área de Vizcaíno (Romo, 2002).	14
7	Modelo sísmico de refracción transversal al margen Pacífico y a la península de Baja California Sur. Tomado de Robles-Vázquez et al. (2005).	15
8	Mapa de espesores de corteza en el sur de California, Sonora y Baja California, México. Tomado de Persaud et al, (2007).	16
9	Promedio de velocidades de corte sobre una profundidad de 50 a 90 km bajo el Golfo de California y la región de Baja California. Wang et al. (2009). El intervalo es de 5% de velocidad, los puntos son estaciones sísmicas de banda ancha empleadas en el estudio.	17
13	Elementos del tensor de impedancia (1) del sitio CN-02, Perfil Norte.	30

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
14	Modo TE y Modo TM.	31
15	Ejemplo de dos sitios usando la Descomposición de Groom y Bailey, rotación a un ángulo fijo. (a) CN-02 Azimut -25° , (b) CS-03 Azimut 0° .	33
16	Ejemplo de la transformación SE-PA y las funciones angulares.	35
17	Curvas de resistividad aparente y fase obtenidas con las impedancias Z_s y Z_p y con la descomposición GB, Z_a y Z_b del sitio CN-02 Perfil Norte.	37
18	(a) Diagrama de flujo del programa de inversión 1D. (b) Curva de RMS contra alfa para obtener el modelo óptimo (menor rms).	41
19	Curva de resistividad aparente y fase obtenidas con el determinante del sitio	43
20	Parte superior muestra los datos observados de resistividad aparente y fase con símbolos y el ajuste obtenido con línea continua, en la parte inferior el modelo resultante de la inversión 1D del sondeo CN-02.	44
21	Parte superior muestra los datos en el ajuste de la resistividad y fase, en la parte inferior el modelo resultante de la inversión 1D del sondeo CS-03.	44
22	Inversión unidimensional de sondeos del Perfil Norte, interpolados.	45
23	Inversión unidimensional de sondeos del Perfil Sur, interpolados.	45

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
24	Gráfica que muestra la evolución del multiplicador de Lagrange según el número de iteración.	48
25	Gráfica que muestra el RMS contra la rugosidad de los modelos obtenidos con las funciones de respuesta SE-PA y TE-TM para cada iteración del Perfil Norte. (a) modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m. (b) modelo inicial homogéneo 10 Ohm-m. Los números indican el número de iteración.	49
26	Curvas de evolución de rms contra número de iteración, Rugosidad contra número de iteración y Misfit contra rugosidad. a) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos SE-PA. b) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos SE-PA. c) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos TE-TM. d) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos TE-TM.	49
27	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Norte. Función de respuesta Serie-Paralelo. Misfit 2.44, rugosidad 46.5, iteración 5, modelo inicial homogéneo 100 Ohm-m.	50
28	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Norte. Función de respuesta TE-TM. Misfit 3.14, rugosidad 64.3, iteración 5, modelo homogéneo 100 Ohm-m.	50
29	Gráfica que muestra el RMS contra la rugosidad de los modelos obtenidos con las funciones de respuesta SE-PA y TE-TM del Perfil Sur Somero para cada iteración. (a) modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m. (b) modelo inicial homogéneo 10 Ohm-m.	51
30	Curvas de evolución de rms contra número de iteración, Rugosidad contra número de iteración y Misfit contra rugosidad. a) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos SE-PA. b) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos SE-PA. c) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos TE-TM. d) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos TE-TM.	51

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
31	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta Serie-Paralelo. Misfit 2.86, rugosidad 71.3, iteración 6.	52
32	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta TE-TM. Misfit 3.67, rugosidad 72.6, iteración 7.	52
33	Curva L del Perfil Norte Somero para dos funciones de respuesta SE-PA, TE-TM y diversos parámetros de regularización.	56
34	Gráfica de evolución a) rugosidad vs rms total. b) rms contra No. Iteración. c) rugosidad vs No. Iteración.	57
35	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Norte. Función de respuesta Serie-Paralelo. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd), en donde una sd corresponde al 5%. Modelo final con 113 iteraciones, $\tau=8$.	58
36	Modelo geoelectrico Somero del Perfil Norte. Función de respuesta TE-TM obtenidos con la descomposición Groom y Bailey. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd). Con 128 iteraciones, modelo inicial homogéneo 100 Ohm-m, $\tau=20$.	58
37	Curva L del Perfil Sur Somero para dos funciones de respuesta SE-PA, TE-TM y diversos valores τ de regularización.	59
38	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta Serie-Paralelo. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd) en donde una sd corresponde al 5%. Modelo homogéneo 100 Ohm-m, 238 it.	60

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
39	Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta TE-TM obtenidos con la descomposición Groom y Bailey. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd) en donde una sd corresponde al 5%, 95 iteraciones, modelo inicial 100 Ohm-m.	60
40	Modelos geoelectricos someros del Perfil Norte. (a) TE-TM con inversión Gauss-Newton. (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton. (c) SE-PA con inversión tipo Occam. (d) TE-TM con inversión tipo Occam. (e) SE-PA con inversión tipo Occam. (f) Determinante del tensor con inversión 1D (interpolado a 2D).	65
41	Modelos geoelectricos someros del Perfil Sur. (a) TE-TM con inversión Gauss-Newton (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton (c) TE-TM con inversión tipo Occam (d) SE-PA con inversión tipo Occam. (e) Determinante del tensor con inversión 1D (interpolado a 2D).	67
42	a) Registros de pozo P1, la línea azul indica la curva de resistividad Normal corta, la línea roja el registro ILD (inducción electromagnética) la línea naranja indica el promedio de las unidades geoelectricas en que se dividió el registro, b) Modelo geoelectrico somero del Perfil Norte en el cual se proyecta el registro ILD del pozo P1 y los cuatro horizontes sísmicos encontrados en la Línea sísmica S1, c) Línea sísmica S1 en tiempo doble con el pozo P1. Tomado de González-Escobar et al 2010, d) ubicación del Perfil. Norte en el mapa geológico de la zona, línea magenta, localización de sección sísmica S1, líneas rojas indican dos fallas interpretadas a partir de las líneas sísmicas.	72

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
43	a) y c) Registros de pozo P1 y P2 respectivamente, la línea azul y roja indican la curva de resistividad normal larga y normal corta, las unidades son Ohm-m, la línea naranja indica el promedio de las unidades geoeléctricas en que se dividió el registro. b) Modelo geoeléctrico somero del Perfil Sur con los dos registros de pozos, la línea azul indica el último reflector visible en la sección sísmica. d) Ubicación del Perfil Sur en el mapa geológico de la zona, líneas magenta, localización de sección sísmica S2, líneas rojas indican dos fallas interpretadas a partir de las líneas sísmicas. e) Línea sísmica S2 en profundidad la línea azul continua indica el último reflector visible en la sección, la discontinua indica una estructura efecto de la unión y geometría de las líneas sísmicas. (González-Escobar, comunicación personal).	73
44	Modelo geoeléctrico somero del Perfil Norte. Las líneas verdes son contactos inferidos de las unidades geológicas en los pozos y las unidades sísmicas de la línea S1. $\tau=8$, rugosidad=146, rms=9%.	75
45	. Modelo geoeléctrico somero del Perfil Sur. Las líneas verdes son contactos inferidos de las unidades geológicas en los pozos, la línea gris es el basamento acústico inferido de la sección sísmica.	76
46	Modelos geoeléctricos profundos para el Perfil Norte. (a) TE-TM con inversión Gauss-Newton (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton (c) TE-TM con inversión tipo Occam (d) SE-PA con inversión tipo Occam.	81
47	Modelos geoeléctricos profundos para el Perfil Sur. (a) TE-TM e inversión Gauss-Newton (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton (c) TE-TM con inversión tipo Occam (d) SE-PA con inversión tipo Occam.	83
48	Gráfico que esquematiza la matriz de sensibilidad. Modificado de Schwalenberg et al. (2002).	86

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
49	Suma de sensibilidad parcial para el Perfil Norte, a) ,b)c) ,d) . a) $\log \rho_{aPA}$, b) ϕ_{PA} c) $\log \rho_{aSE}$, d) ϕ_{SE} .	88
50	Suma de sensibilidad parcial para el Perfil Sur, a) ,b)c) ,d) . a) $\log \rho_{aPA}$, b) ϕ_{PA} c) $\log \rho_{aSE}$, d) ϕ_{SE} .	89
51	Perfil Norte Profundo. a) Modelo Geoelectrico Norte, encima se dibujan isolíneas son los contornos del promedio de sensibilidad cada 10-0.5, • Profundidad estimada del Moho (Persaud et al. 2007). b) Promedio de sensibilidad normalizada por el valor máximo.	91
52	Perfil Sur Profundo. a) Modelo Geoelectrico Norte, encima se dibujan isolíneas son los contornos del promedio de sensibilidad cada 10-0.5, • Profundidad estimada del Moho (Persaud et al. 2007). b) Promedio de sensibilidad normalizada por el valor máximo.	91
53	a) Conductancia del modelo profundo Perfil Norte. b) Conductancia integrada del modelo profundo del Perfil Sur	93

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Localización de los sondeos magnetoteléuticos. Datum WGS-84	24
II	Intervalos de frecuencia y No. de segmentos empleados en la obtención de series de tiempo.	27
III	Longitud del perfil y número de celdas utilizadas en el modelo inversión tipo Occam.	46
IV	Longitud del perfil y número de celdas utilizadas en el modelo de inversión Gauss-Newton.	55

Capítulo I.

Introducción

I.1. Introducción

El método magnetotelúrico (MT) es una de las técnicas geofísicas más utilizadas para realizar estudios a nivel litosfera, pues por su naturaleza puede profundizar decenas y hasta centenas de kilómetros, lo que permite conocer su estructura de conductividad eléctrica. El método MT mide el campo electromagnético natural en la superficie de la Tierra y lo utiliza para investigar la resistividad eléctrica de las rocas en el subsuelo. Es sensible sobre todo a zonas conductoras y su capacidad de penetración depende de la resistividad del medio y de la frecuencia de observación. En este estudio se aplica a una cuenca sedimentaria en Baja California Sur, con objeto de delimitar su extensión y profundidad, ya que permite observar el material de baja resistividad constituido por el relleno sedimentario y los valores altos de resistividad del basamento cristalino que subyace.

El área de estudio comprende la cuenca La Purísima localizada en la porción centro-sur de la Península de Baja California. La zona ha sido influenciada por distintos procesos, los más relevantes son un proceso de subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana que desarrolló cuencas de trans-arco entre la trinchera y el arco volcánico (Dickinson, 1979). Actualmente se observan remanentes de esta subducción en la costa occidental de Baja California: la micro placa Guadalupe al norte y Magdalena al sur que fueron capturadas por la placa Pacífico (Stock y Hodges, 1989). Después de que cesó este proceso, hubo un cambio del régimen de subducción a uno trans-tensivo que actualmente separa la Península de Baja California del continente (actualmente existen dos tipos de modelos tectónicos que explican parcialmente la evolución del límite de placas del

régimen tectónico tipo transforme a divergente, el primero divide la apertura del Golfo de California en dos etapas (Stock y Hodges, 1989) una de un protogolfo y un periodo de expansión oblicua del piso marino. Fletcher et al., (2007) compara edades de U-PB en zircones detríticos procedentes del abanico Magdalena y sugiere que la apertura del Golfo de California se llevó acabo en una sola fase que inicio en el Mioceno-Medio. También el estilo y composición del volcanismo cambió a un volcanismo post-subducción que es representado mayormente por campos volcánicos monogenéticos, algunos volcanes compuestos y mesetas de ignimbritas (Hausback, 1984; Martin Barajas, 2000).

Se realizaron dos perfiles magnetotelúricos que cubrieron aproximadamente de oeste a este el área donde se encuentra la parte continental de la cuenca La Purísima, Baja California Sur. Estos perfiles se denominaron Perfil Norte y Perfil Sur, contaron con 12 y 14 sondeos MT respectivamente, con una separación entre sondeos de aproximadamente de 5 km. La Figura 1 muestra el área de estudio y la localización de los perfiles MT. Se obtuvieron dos conjuntos de datos a partir de dos distintos tratamientos del tensor de impedancia: la descomposición de Groom y Bailey (Groom y Bailey, 1989), y la transformación Serie-Paralelo (Romo et al., 2005). Se utilizaron periodos entre 0.01 y 100 s para caracterizar la cuenca sedimentaria (Perfiles Someros) y una banda más amplia de 0.01 y 1000 s se utilizó para obtener una imagen de la corteza inferior (Perfiles Profundos). Para la inversión 2D de los datos se utilizó el código de Rodi y Mackie (Mackie et al., 1997; Rodi y Mackie, 2001) y algoritmo Occam (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; EM. Laboratory, 2006). La inversión 1D se realizó con un programa desarrollado en matlab (Salas Ariza, 2010). Para constreñir el modelo final se integró la información de resistividad de tres registros geofísicos de pozo localizados en la zona propiedad de PEMEX; además los perfiles someros se compararon con secciones de reflexión sísmica interpretadas por Gonzalez Escobar et. al (2011). Para los perfiles profundos se realizó un análisis de la matriz Jacobiana que determina la

sensibilidad de los datos a los cambios en el modelo. Finalmente se analizó la conductancia de los modelos 1D y 2D.

Este trabajo presenta dos importantes aportaciones, la primera es la caracterización de la cuenca sedimentaria La Purísima que llega a profundizarse hasta aproximadamente 8 km al centro de la cuenca. La segunda es la detección de una anomalía conductora profunda (~20 km) en ambos perfiles, se infiere que esta anomalía es probablemente causada por fluidos entrampados en la cima del remanente de la placa subducida Farallón. ‘

En este primer capítulo se hace una introducción general al trabajo, se presentan los objetivos generales y se realiza una descripción del área de estudio, del marco tectónico y la geología. Además se revisan los antecedentes de trabajos geológicos, geofísicos y geoquímicos asociados a la estructura profunda en la zona, y finalmente se presenta una breve introducción a los fundamentos teóricos del método MT. El capítulo dos describe el trabajo desarrollado en campo y el proceso (o procesado) de datos desde su observación, el tratamiento del tensor de impedancia para obtener dos funciones de respuesta y la estimación de las curvas de resistividad aparente y fase para su posterior proceso de inversión. El capítulo tres contiene la explicación del problema inverso y establece la teoría de los métodos de inversión utilizados. Se explica con detalle las pruebas realizadas a los modelos someros del Perfil Norte y del Sur. Estas pruebas consisten en la inversión de modelos generados con distintos parámetros iniciales (modelos homogéneos) y distintas funciones de respuesta. Despliega los resultados de la inversión 2D y 1D de los perfiles someros. En el capítulo cuatro se realiza un análisis e interpretación de los modelos obtenidos. Los modelos geoeléctricos someros se integran con los datos de geología y con registros geofísicos en pozos perforados por Pemex. Para los modelos profundos se realiza un análisis de la profundidad de investigación mediante el análisis de la matriz de sensibilidad y la conductancia del medio. Finalmente en el capítulo cinco se presentan las conclusiones del trabajo.

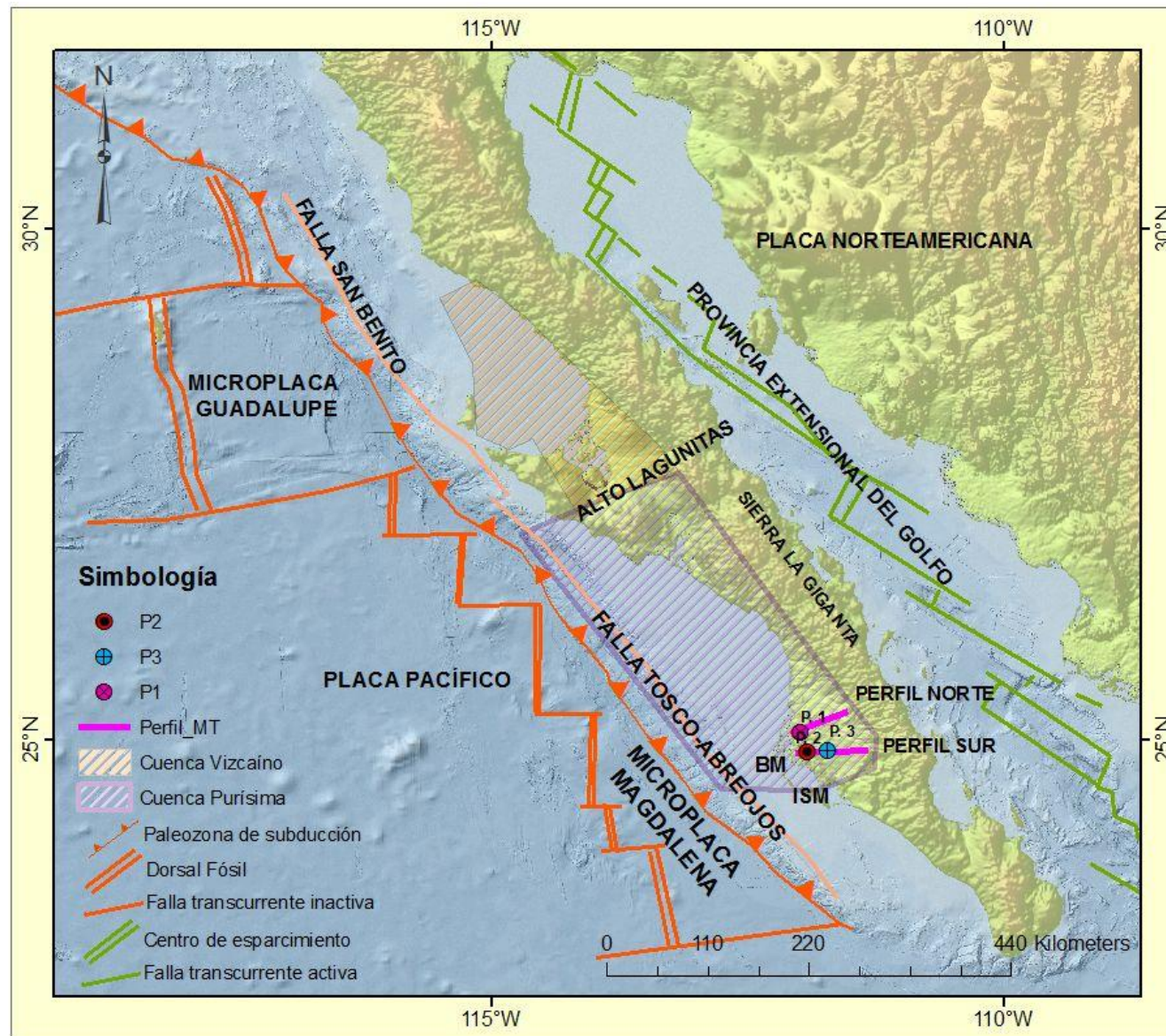


Figura 1. Rasgos estructurales mayores en la Península de Baja California. ISM-Isla Santa Margarita, BM-Bahía Magdalena. Modificado de Fletcher et al.(2003).

I.2. Objetivo

Conocer la distribución espacial de la resistividad eléctrica en el interior de la corteza terrestre permite realizar conjeturas acerca de su historia geológica e inferir el estado físico actual de las rocas que la componen. La resistividad eléctrica ρ (o su recíproco la conductividad σ) es sensible al contenido de fluido en las rocas, así como al tipo de roca, compactación y/o grado de fracturamiento. En este estudio están planteados dos objetivos:

- ✓ Se busca conocer la distribución de la conductividad en los primeros 10 km para definir la profundidad de la cuenca Purísima. Por su naturaleza, las rocas sedimentarias pueden tener distintos grados de permeabilidad y albergar algún tipo de fluido, sus resistividades comúnmente son del orden 0.1 a 100 Ohm-m, y pueden distinguirse del basamento cristalino con resistividades mayores a 1000 Ohm-m.
- ✓ Por otro lado, la historia geológica de la evolución de la Península de Baja California nos habla de que hace 12.5 Ma cesó el proceso de subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamericana, y que es posible encontrar remanentes de la micro-placa Guadalupe o Magdalena debajo de la zona de estudio. La metodología utilizada permite investigar la resistividad eléctrica a profundidades del orden de 80 km e identificar la posible presencia de fluidos asociados a la deshidratación de la placa subducida.

Esto se desarrollará utilizando dos funciones de respuesta (TE-TM y SE-PA). Para obtener modelos geoelectricos se utilizaron dos distintos métodos de inversión: Gauss-Newton y tipo Occam.

I.3. Área de estudio

I.3.1. Marco Tectónico

Las zonas de Vizcaíno y Bahía Magdalena comparten una historia geológica similar, ya que las cuencas que albergan son clasificadas tectónica y estructuralmente, como cuencas de ante-arco (Dickinson, 1979) que se generaron en un régimen tectónico de subducción.

Según Busby et al. (1998) existen tres fases tectónicas principales en la evolución mesozoica de Baja California que se desarrolló en un sistema de arco interoceánico:

- Fase 1: *Triásico Tardío-Jurásico Tardío* en la que se desarrollan sistemas de arco intra-oceánico y cuenca tras-arco con rasgos extensionales (Figura 2a). Las rocas del oeste de la Península de Vizcaíno son las más antiguas que afloran en Baja California (~220 Ma). Estas rocas también aparecen en las Islas de Bahía Magdalena, pertenecen a una secuencia ofiolítica que formó parte del piso oceánico y representan la acreción de terrenos nuevos (arco insular) contra terrenos más viejos (margen continental).
- Fase 2: *Cretácico Temprano* se desarrolla un sistema de arco (Arco-Alisitos) emplazado en la corteza Jurásica al oeste de la actual Península, con rasgos extensionales que generaron cuencas de ante-arco y tras-arco (Figura 2b). Éstas se comportaron como trampas sedimentarias, los sedimentos fueron producto de la erosión del arco Alisitos y la erosión del continente situado al este.
- Fase 3: *Cretácico y Paleoceno Temprano* caracterizada por un sistema de subducción (compresión). Durante el Cretácico y el Paleoceno temprano (100-50 Ma) se desarrolló un arco continental al este, acompañado de grandes levantamientos regionales que aceleraron la erosión continental y aportaron sedimentos a las cuencas (Figura 2c). El proceso de subducción originó la acreción de rocas metamórficas al continente y una amplia cuenca de ante-arco junto a la cuña de acreción.

MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA

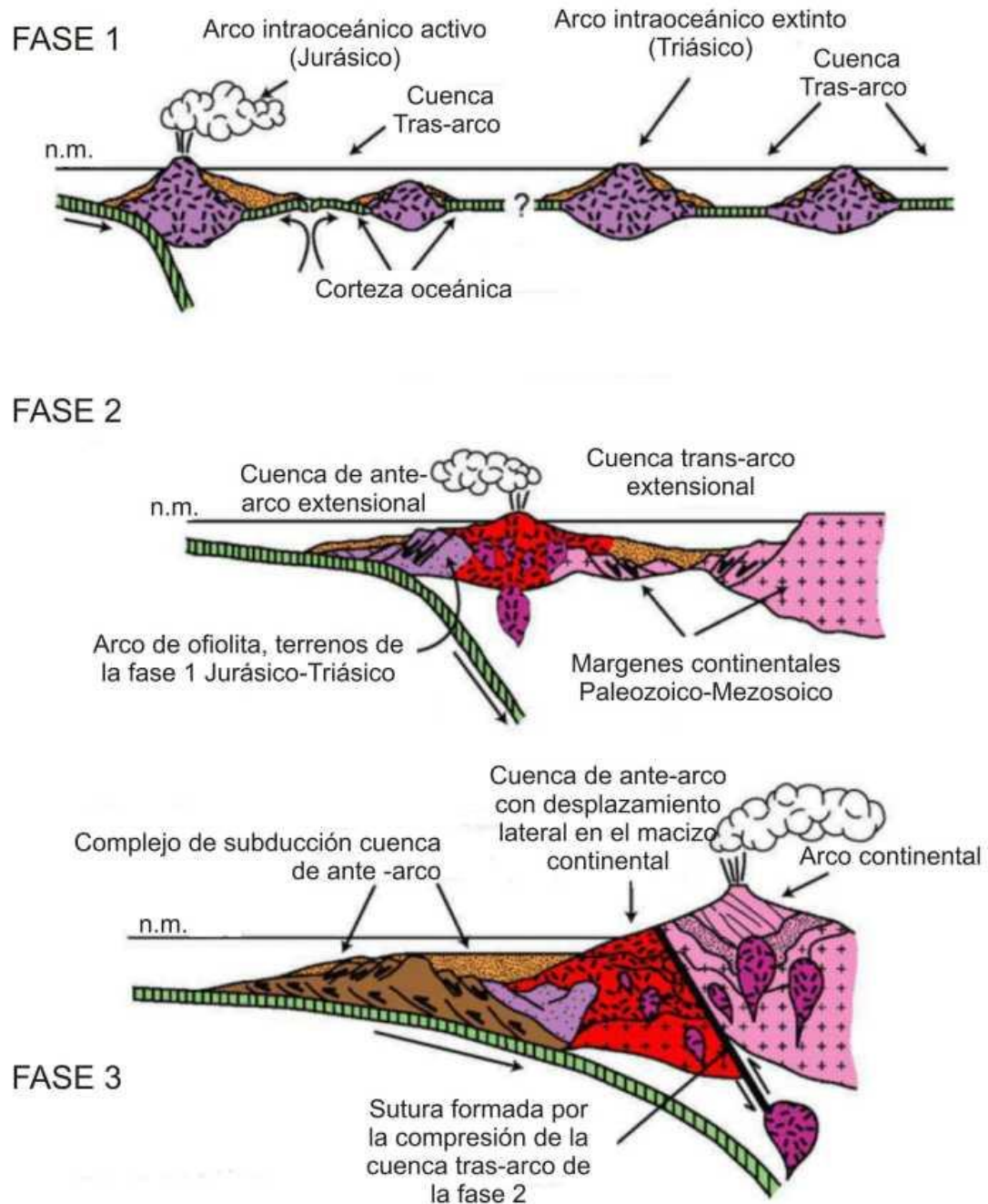


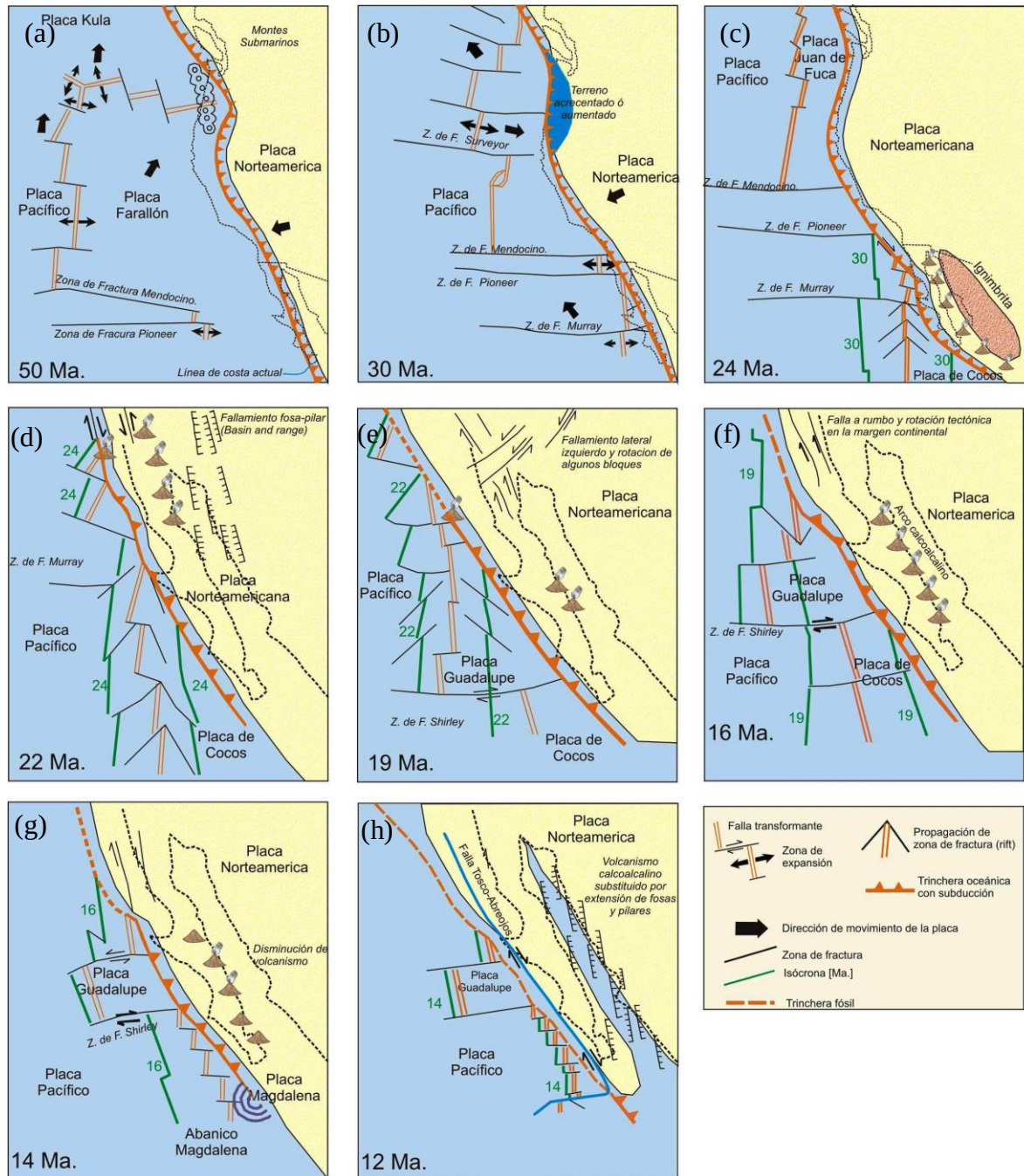
Figura 2. Modelo de la evolución mesozoica de Baja California, México (Busby, 2004; Busby et al., 1998).

Desde hace 42 Ma el centro de dispersión de las placas Pacífico-Farallón tenía una velocidad de 5 cm/año (Atwater, 1970), (Figura 3a), la velocidad dispersión generó que la dorsal se aproximara al continente hace unos 29 Ma (Bohannon y Parsons., 1995; Lonsdale, 1991) hasta que ocurrió el contacto de un segmento de la dorsal con la zona de subducción (Figura 3b). Aproximadamente hace 25 Ma el contacto entre el centro de dispersión y la zona de trinchera cambió a un régimen transcurrente entre las Placas Pacífico y Norteamérica, este margen se desarrolló inicialmente entre las zonas de fractura Mendocino y Farallón (Bohannon y Parsons., 1995), (Figura 3c). En esa época existió una migración del arco volcánico de la Sierra Madre Occidental del este al oeste hasta llegar aproximadamente al margen oriental de la actual Península.

De 24 a 22 Ma la cresta Pacífico-Cocos giró en sentido de las manecillas del reloj y a los 22 Ma intersecta a la trinchera y comienza su movimiento en sentido contrario a las manecillas del reloj (Figura 3d); alrededor de los 20 Ma se crea la Placa Guadalupe, (Figura 3e). A los 16 Ma aparecen fallas de rumbo y una rotación tectónica en la margen continental (Figura 3f). A los 14 Ma (Figura 3g) decrece el vulcanismo al disminuir el grado de subducción y queda aislada la placa de Guadalupe. El límite septentrional de la placa Guadalupe es la zona de fractura Guadalupe, se localizaba en la Península de Vizcaíno mientras que el límite meridional de la placa es la zona de fractura Shirley. Lo anterior indica que una fracción de placa de unos 250 km, físicamente distinta, se localiza bajo la península aproximadamente entre los paralelos 28° y 26.5°N, que en el Golfo de California corresponde a la región ubicada entre las localidades de Bahía Las Ánimas, B.C. y de Bahía Concepción, B.C.S.

Observando la posición de las anomalías magnéticas se puede determinar que la subducción debió haber cesado hace unos 17 o 18 Ma en el extremo septentrional de la península (Bohannon y Parsons., 1995; Lonsdale, 1991) y que hacia el sur de la placa Guadalupe, la dorsal dejó de ser activa hace unos 12.5 Ma de manera casi simultánea hasta la latitud del Abanico Magdalena (23.5° N; Lonsdale, 1991).

Como consecuencia del cese de la subducción, las microplacas Guadalupe al norte y Magdalena al sur adquirieron el movimiento de la placa Pacífico, es decir fueron “capturadas” por la placa Pacífico.



La zona de fractura San Benito-Tosco-Abreojos funcionó como una falla transformante a lo largo del margen occidental de la Península y constituyó el límite entre placas entre 12 y 5 Ma (Lonsdale, 1989; Spencer y Normark, 1979) (Figura 3h).

Entre 12 y 4 Ma la península mantuvo un movimiento relativo independiente, la transferencia (o “captura”) de la Península a la placa Pacífico se completó hacia los 4 Ma, cuando el límite entre placas se traslada al Golfo de California, como lo sugieren las anomalías magnéticas más antiguas en la boca del Golfo (Lonsdale, 1989; Stock y Hodges, 1989). Al cese de la subducción se genera un cambio en el estilo y composición del vulcanismo, los productos de este vulcanismo muestran una gran diversidad geoquímica que incluye series magmáticas “anómalas” (i.e., adakitas, andesitas magnésicas y basaltos enriquecidos en Neobio).

Existen existen dos tipos de modelos tectónicos que explican parcialmente la evolución del límite de placas del régimen tectónico tipo transforme a uno divergente. El primero divide la apertura del Golfo de California en dos etapas: la primera en un protogolfo y en un periodo de expansión oblicua del pido marino (Stock y Hodges, 1989). Fletcher et al., (2007) compara edades de U-PB en zircones detríticos procedentes del abanico Magdalena y sugiere que la apertura del Golfo de California se llevó acabo en una sola fase que inició en el Mioceno-Medio.

I.3.2. Geología del área de estudio

Con la finalidad de sintetizar la geología del área de estudio en este trabajo se utilizará el mapa geológico realizado por Martín Barajas y Pacheco Romero (2011), que presenta siete unidades principales, (Figura 4).

La geología de Baja California contiene rocas pre-Cretácicas metamórficas que afloran en Bahía Magdalena e Isla Margarita. Después de la formación del arco magmático del Cretácico (Formación Alisitos), se emplazaron cuerpos plutónicos

(correlacionados con el Batolito Peninsular) al oeste de la península, generados por la subducción de la placa Farallón bajo la Norteamericana; éstos se observan al sur de Baja California y al Norte.

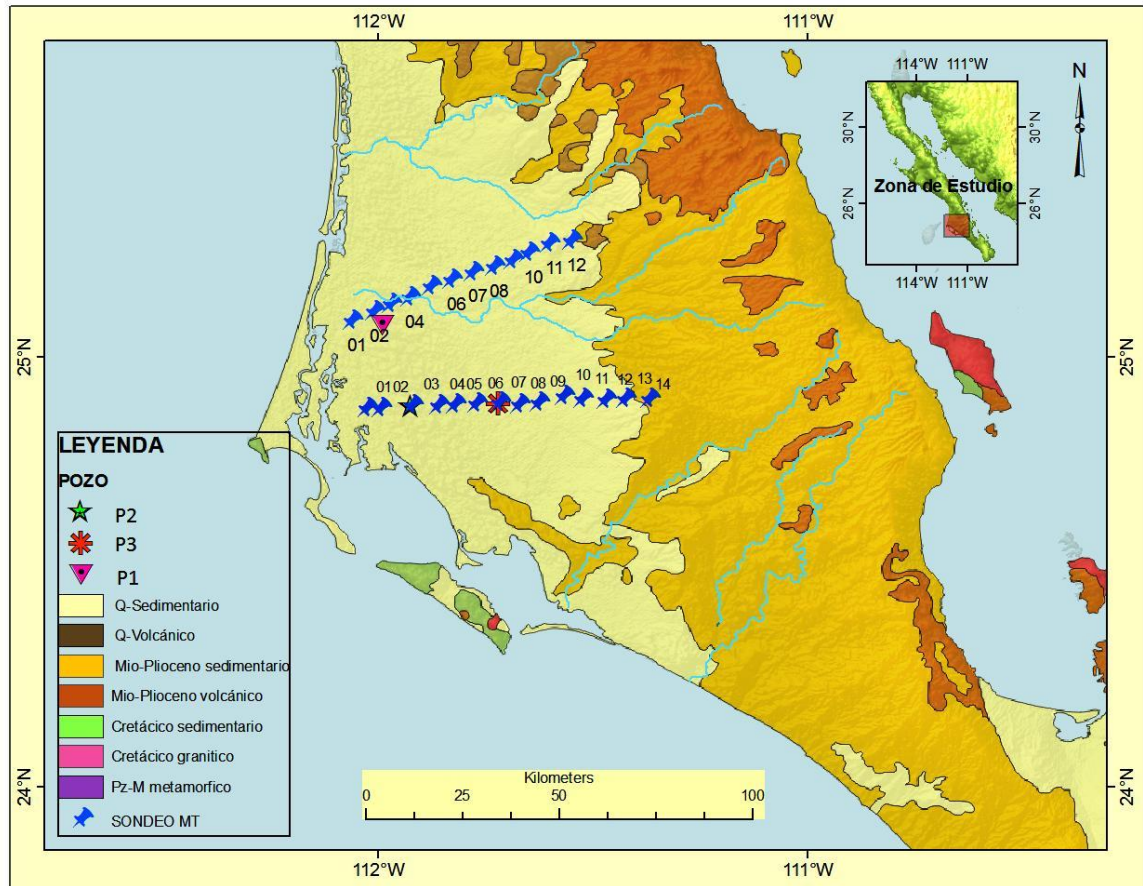


Figura 4. Geología del área de estudio resumida, Martín Barajas et al. (2011).

Al presentarse la subsidencia de la cuenca de ante-arco se generan las cuencas sedimentarias Vizcaíno y Purísima. Después se registra la Formación Comondú que es una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas, asociadas al arco volcánico del Mioceno de composición intermedia (Hausback, 1984), entre las cuales se tienen areniscas, conglomerados volcánicos, ignimbritas riolíticas, lahares andesíticos y flujos de lava. Después de terminado el proceso de

subducción se inicia el volcanismo post-subducción representado mayormente por campos volcánicos monogénéticos, además de algunos volcanes compuestos y mesetas de ignimbritas esparcidas a lo largo de la Península en el Cuaternario.

La zona de estudio representa interés petrolero debido a que las cuencas sedimentarias que se formaron durante el cretácico pueden albergar tanto rocas generadoras como almacenadoras de hidrocarburos. Al norte se encuentra la cuenca Vizcaíno en la región del mismo nombre, separada de la cuenca La Purísima al sur supuestamente por un cuerpo intrusivo que no aflora en superficie y genera un alto gravimétrico llamado alto Lagunitas Alvarado de la Tejera, (1976), Lozano Romen, (1975), Mina, (1957) utilizan el término de arco Alisitos por su forma).

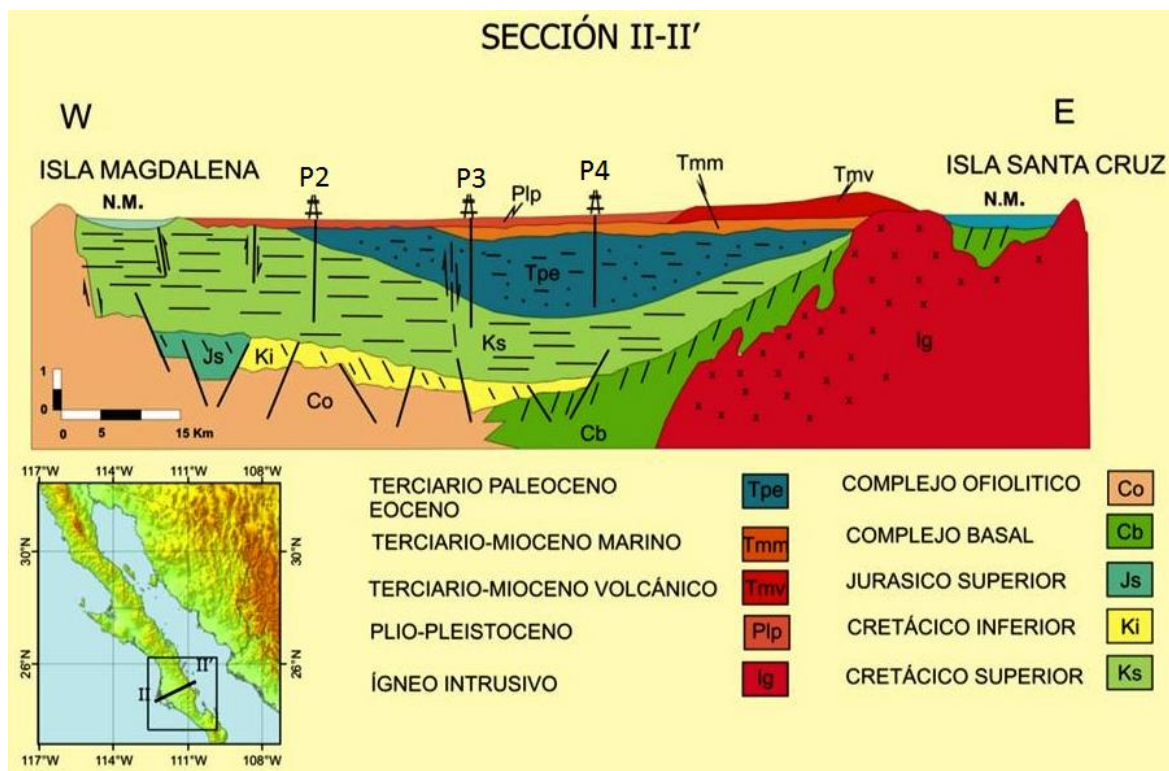


Figura 5. Sección geológica cuenca La Purísima realizada por García Domínguez (1976).

Desde los años 50s Pemex ha realizado exploraciones en estas cuencas y se han perforado aproximadamente 11 pozos en la cuenca La Purísima. Para la zona de estudio se tiene la información de tres pozos: P1, P2 y P3. En la bibliografía se menciona el P4 sin embargo no se cuenta con esta información. García Domínguez (1976) generó un perfil geológico (Figura 5) con la integración de información geológica, geofísica y la información de los pozos P2, P3 e P4.

I.4. Antecedentes

I.4.1. Perfil de resistividad en la región de Vizcaíno

Romo (2002) realizó un perfil Magnetotelúrico que cruza la península de Baja California en la latitud del paralelo 28°N donde obtiene un modelo de la resistividad eléctrica en la corteza. Las anomalías conductoras encontradas en la corteza peninsular permiten inferir la presencia de la placa oceánica cuya subducción cesó hace 12 Ma. Entre 20 y 40 km de profundidad existe una zona de baja resistividad, posiblemente asociada a fluidos liberados por la placa subducida. Estos fluidos forman una “nube” por encima de la placa oceánica subducida y producen una anomalía conductora como la observada en el modelo de la Figura 6.

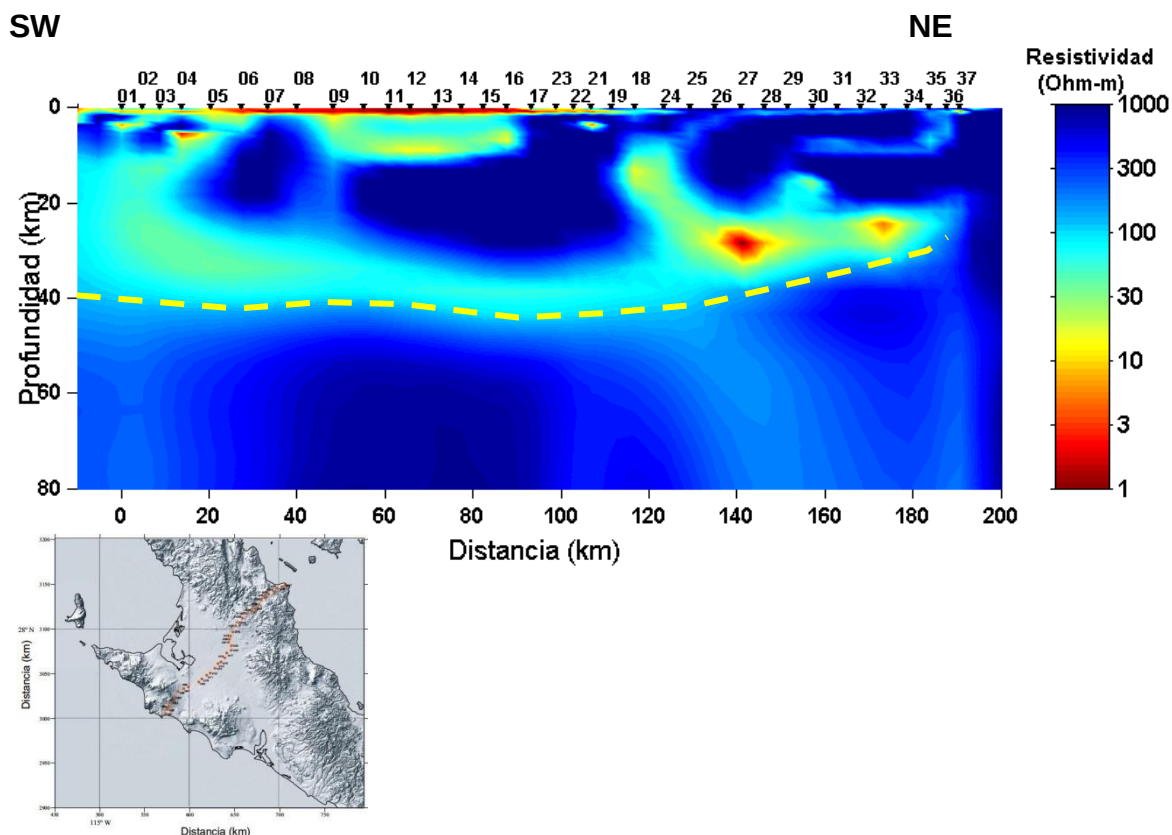


Figura 6. Perfil geoelectrico a través de la península de Baja California en el área de Vizcaíno (Romo, 2002).

I.4.2. Estructura cortical empleando sísmica de refracción 2D

Robles-Vázquez et al. (2005) realizaron un transecto de sísmica de refracción para determinar la estructura de la corteza localizado sobre la microplaca Magdalena hasta el centro de la cuenca Farallón en el Golfo de California pasando al norte de la Paz, Baja California Sur. Este trabajo verifica la existencia de la microplaca de Magdalena debajo de Baja California Sur. La presencia de esta placa se deduce de las velocidades características de corteza oceánica que presentan los arribos identificados como provenientes de esta zona (7.0 km/s) además de que se observa la capa de corteza oceánica debajo de la trinchera fósil (km 13.5 en el modelo de velocidad de la Figura 7).

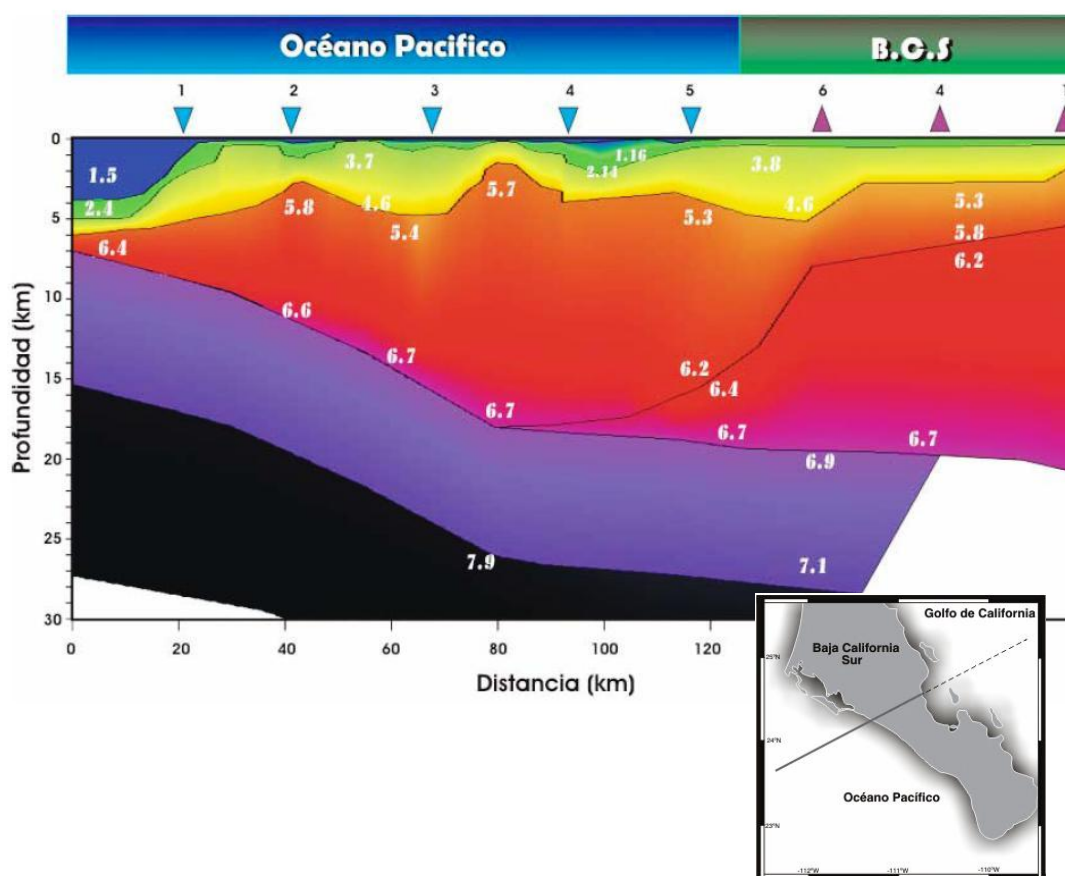


Figura 7. Modelo sísmico de refracción transversal al margen Pacífico y a la península de Baja California Sur. Tomado de Robles-Vázquez et al. (2005).

I.4.3. Estructura cortical empleando Funciones Receptor

Persaud et al. (2007) estiman la variación del espesor de la corteza en Baja California utilizando datos sísmicos de banda ancha de NARS (Network of Autonomously Recording Seismographs) para calcular funciones receptor (RFs). Esta técnica ha sido ampliamente utilizada para mapear la discontinuidad de Mohorovicic (Moho). Encuentran arribos debajo del Moho que pueden ser indicación de anisotropía, ellos lo asocian a un remanente de la placa Farallón bajo la estación NE-75 (Figura 8). La discontinuidad de Mohorovich en la estación NE75 se encuentra a 27.6 km, en la estación NE78; cercana a nuestra área de estudio se tiene una profundidad de 29.5 km. Finalmente en la estación NE79 al final de la Península se observa una profundidad de 25.8 km, cabe mencionar que ellos observan también anisotropía en esta estación y lo asocian con una capa o lineamiento de minerales. Obrebski, (2007) analiza con funciones receptor las estaciones NE74, NE71, NE75, NE81, en la estación NE75 sugiere que la anisotropía debajo de manto puede estar asociado con la presencia de fragmentos de Farallón acrecionados debajo del la Peninsula de Baja California.

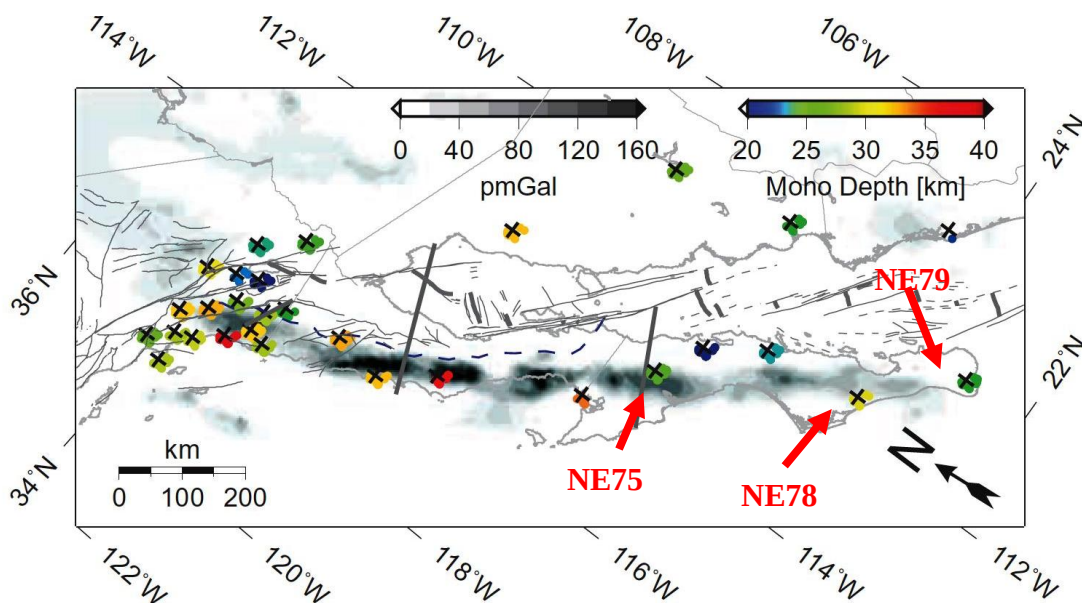


Figura 8. Mapa de espesores de corteza en el sur de California, Sonora y Baja California, México. Tomado de Persaud et al, (2007).

I.4.4. Modelo de Velocidades

Wang et al. (2009) utiliza tomografía sísmica para crear una imagen de velocidad de corte de 200 km de profundidad (Figura 9). Generan un promedio de velocidades de 50 a 90 km, las altas velocidades las asocian a remanentes de la Microplaca Magdalena.

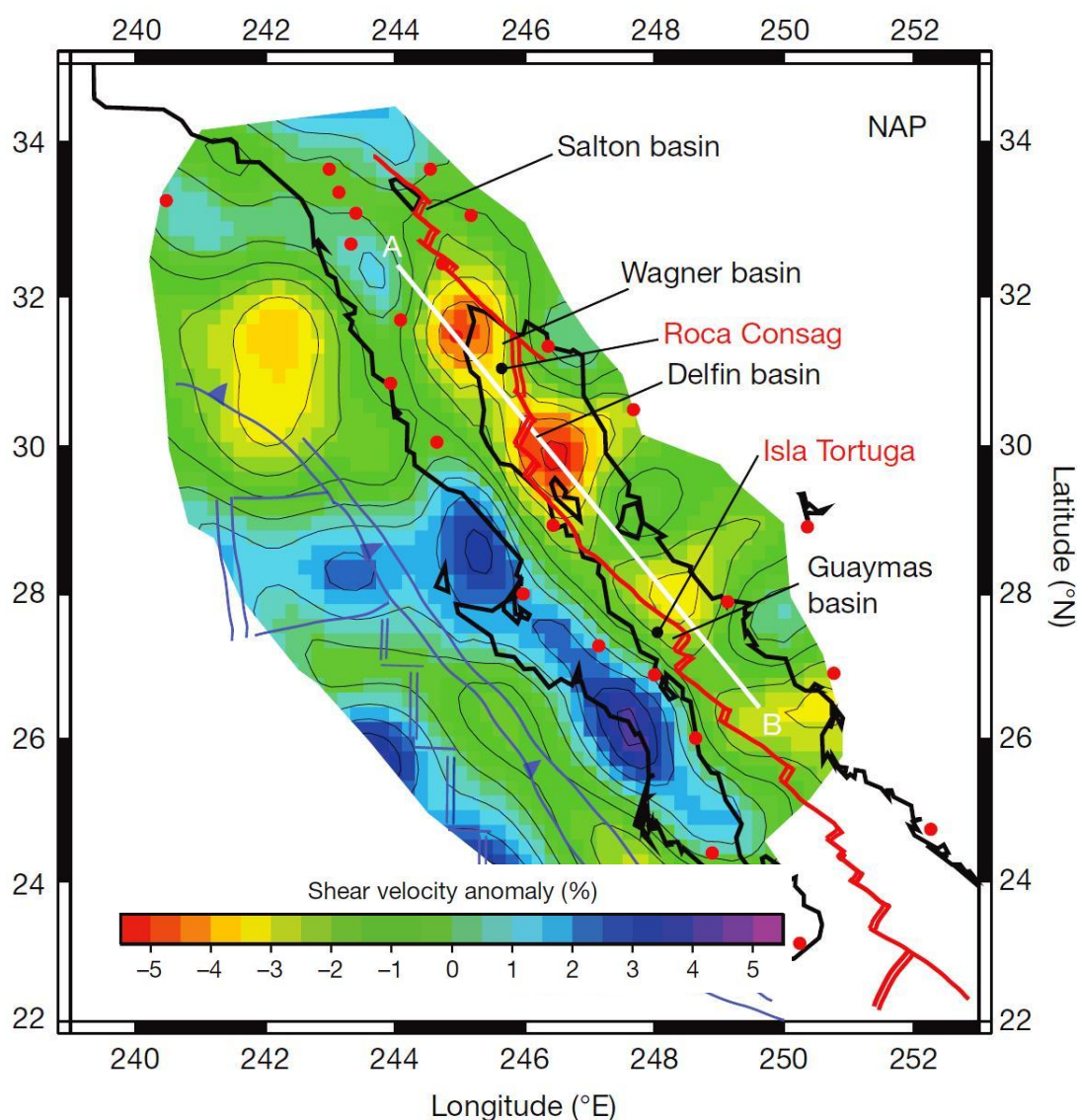


Figura 9. Promedio de velocidades de corte sobre una profundidad de 50 a 90 km bajo el Golfo de California y la región de Baja California. Wang et al. (2009). El intervalo es de 5% de velocidad, los puntos son estaciones sísmicas de banda ancha empleadas en el estudio.

I.4.5. Datos gravimétricos

El método gravimétrico terrestre se basa en medir sobre la superficie terrestre pequeñas variaciones de la gravedad asociadas con el efecto de la distribución de masas anómalas (contrastes horizontales de densidad) distribuidas en principio desde la superficie hasta el centro de la Tierra. La magnitud de la atracción gravitatoria depende de cinco factores principalmente: latitud, elevación, relieve, mareas y distribución de densidades. Si los cambios en densidad se asocian a montañas (excesos) y depresiones (deficiencias) se puede observar de la Figura 10 (anomalía gravimétrica de aire-libre a escala regional) que las anomalías gravimétricas muestran una tendencia regional NW-SE.

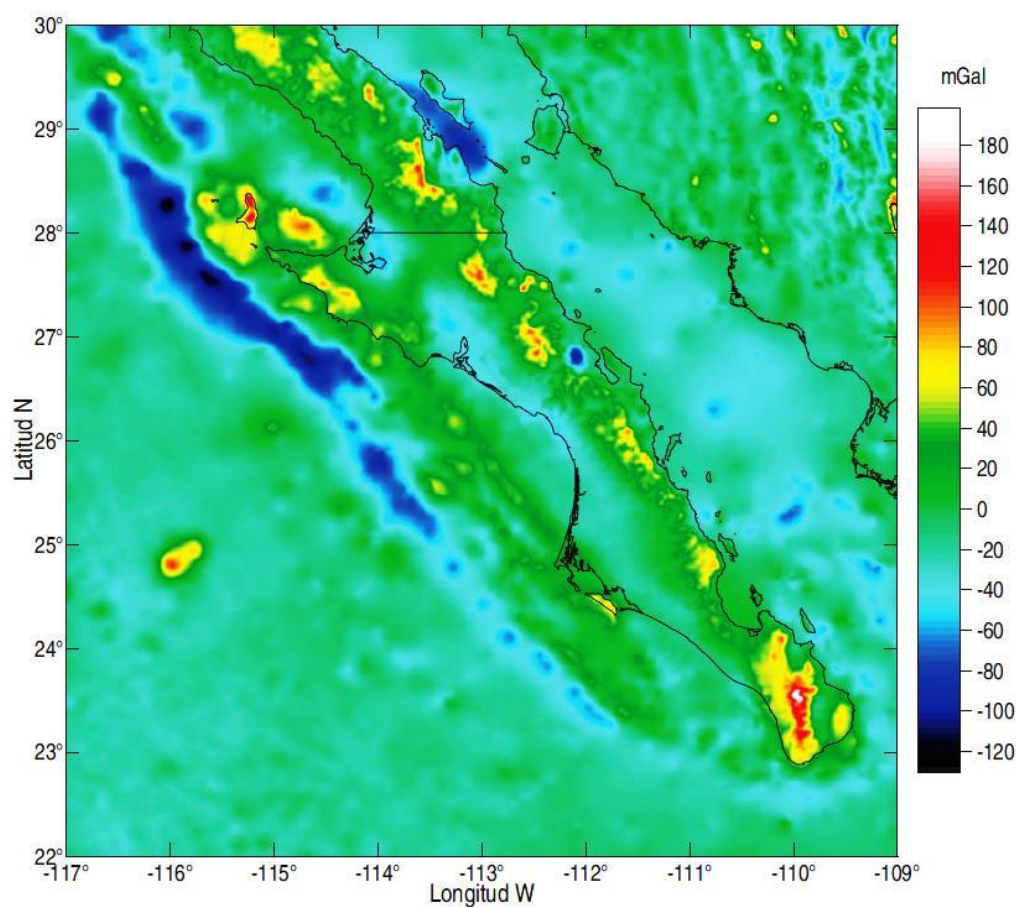


Figura 10. Anomalía de aire libre. García-Abdeslem (2011).

Al oeste se observa una zona con mínimos asociada a la antigua zona de subducción entre las placas Farallón y la Norteamericana; hacia el este se observa una franja de valores altos, asociados a la acreción de rocas ofiolíticas al continente visibles desde Isla de Cedros hasta Bahía Magdalena e Isla Margarita. La siguiente zona de anomalías, hacia el este es una zona de mínimos, que se asocian a las cuencas sedimentarias originadas en el Cretácico, al norte Vizcaíno y al sur La Purísima, separados por el Alto gravimétrico Lagunitas al sur de la región de Vizcaíno. Finalmente al este de la Península se observa otra franja de altos gravimétricos que se extiende a lo largo de la Península y está asociada con las rocas del Batolito Peninsular.

I.4.6. Datos Magnéticos

El método magnetométrico está basado en la medición del campo magnético total sobre el terreno. El campo magnético terrestre es afectado, entre otros factores, por las propiedades magnéticas de las rocas existentes del lugar y sobre todo, por la presencia en éstas de minerales ferromagnéticos como la magnetita y pirrotina. La distribución de estos minerales produce variaciones en el campo magnético local que son detectables en un reconocimiento magnético. Las rocas volcánicas tienen valores de susceptibilidad magnética mayores que las rocas sedimentarias, es por eso que este método es muy utilizado para conocer el espesor de sedimentos en una cuenca sedimentaria. El siguiente mapa (Figura 11) presenta la reducción de al Polo Norte magnético de la anomalía magnética de campo total (García-Abdeslem, 2011).

Los valores de anomalías magnéticas en general concuerdan con el mapa de gravimetría, por ejemplo los máximos en el este de la Península se asocian al Batolito Peninsular, mientras en la zona de la cuenca La Purísima y Vizcaíno se observan anomalías magnéticas negativas, separados por el alto Lagunitas. Además la tendencia regional de las estructuras es también NW-SE.

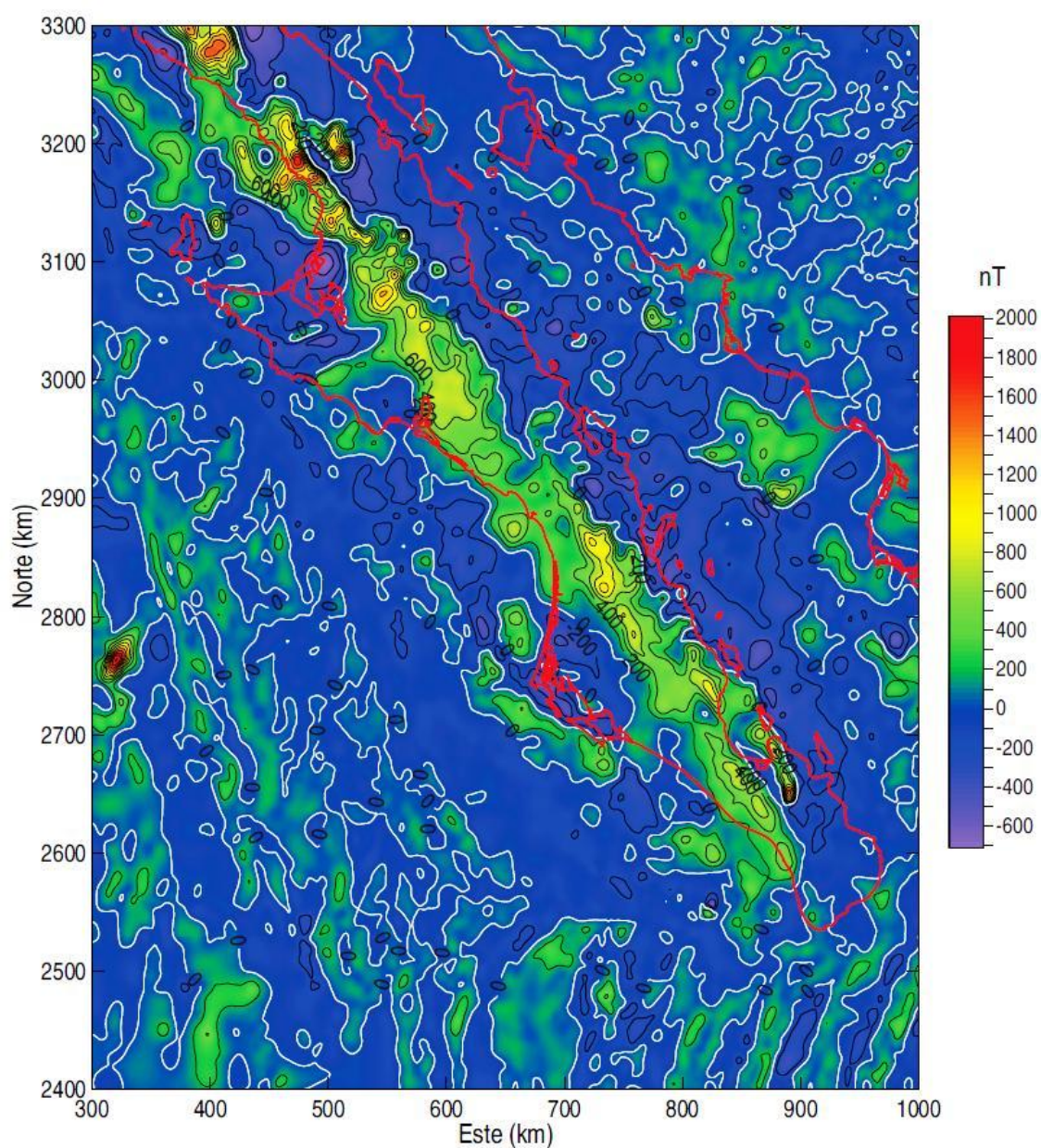


Figura 11. Reducción al Polo Norte magnético de la anomalía magnética de campo total. García-Abdeslem (2011).

I.4.7. Evidencia Geoquímica

El volcanismo post-subducción es la evidencia geoquímica de la existencia de la placa subducida debajo de Baja California. Se han generado diversos modelos para explicar las series magmáticas anómalas (adakitas, andesitas magnésicas y

basaltos enriquecidos en Neobio). Las adakitas en Baja California han sido interpretadas como el resultado de la fusión de una placa joven y caliente, o bien por la fusión de la dorsal Pacífico Este por debajo de la litosfera de Norteamérica; las andesitas magnésicas se originan por la fusión de peridotitas del manto previamente metasomatizadas por fluidos derivados de la placa subducida; el origen de basaltos enriquecidos en Neobio se debe a la fusión de una fuente de basaltos, la fusión de la placa subducida o la fusión de peridotitas en una cuña de manto (Conly *et al.*, 2005; Pallares *et al.*, 2007; Sawlan, 1991). Finalmente las toleitas son producidas en zonas donde no existen remanentes de placa subducida.

Entre los modelos propuestos para la explicación del origen de estas series anómalas se encuentran: la subducción de la dorsal activa, el rompimiento de la placa subducida, la re-equilibración térmica de la placa o bien modelos híbridos en donde se propone que una ventana astenosférica se desarrolla debajo de la Península como consecuencia del desgarramiento de la placa, la doble ruptura de la misma o la evolución de una ventana astenosférica que migra desde el Norte de California (Aguillón-Robles *et al.*, 2001; Benoit *et al.*, 2002; Calmus *et al.*, 2003; Conly *et al.*, 2005; Dickinson, 1997; Pallares *et al.*, 2007).

El modelo de reequilibrio térmico es el que mejor reproduce de manera regional el origen del vulcanismo post-subducción (Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008). El modelo sugiere que la generación de estas rocas en un periodo de no-subducción, se debió al incremento gradual en la temperatura asociado con un re-equilibrio geotérmico normal debido a la finalización de la subducción, en combinación con in-homogeneidades del manto presentes durante el tiempo de la subducción activa. Además sugiere la existencia de una cuña de manto entre la base de la corteza de Baja California y la placa subducida, la cual genera una fusión parcial de placa subducida, Negrete, 2012 (comunicación personal).

I.5. Fundamentos del método magnetotelúrico

Dentro de los métodos que permiten conocer la distribución de conductividad eléctrica del subsuelo se encuentra el método magnetotelúrico, que es una técnica electromagnética pasiva cuya fuente son ondas electromagnéticas naturales generadas en la ionósfera producidas por tormentas eléctricas alrededor del globo. Este campo electromagnético con un amplio contenido espectral se difunde en el interior de la Tierra e induce campos secundarios que pueden medirse desde la superficie. La difusión del campo en el interior de la Tierra puede alcanzar grandes profundidades, dependiendo de su frecuencia, las altas frecuencias se atenúan cerca de la superficie, mientras que las bajas frecuencias pueden alcanzar profundidades de decenas de kilómetros. En campo se miden las variaciones del campo natural eléctrico **E** y magnético **H** en función del tiempo sobre la superficie de la Tierra. La relación **E/H** conocida como la impedancia eléctrica depende de la resistividad del medio por lo que puede utilizarse para investigar a profundidades que van de decenas de metros hasta decenas de kilómetros. La propagación de los campos electromagnéticos en el interior de la Tierra es gobernada por las ecuaciones de Maxwell. La teoría fundamental del método magnetotelúrico fue propuesta por Tikhonov (1950) y detallada por Cagniard (1953).

La relación del campo eléctrico y el magnético (**E/H**), conocida como impedancia **Z** se calcula en la superficie, contiene la información de la distribución de resistividad del medio. Cagniard (1953) propuso estimarla midiendo una componente horizontal del campo eléctrico y la componente del campo magnético perpendicular a la primera, por ejemplo $Z = E_x/H_y$. Sin embargo, pronto se hizo evidente que la utilidad de esta impedancia escalar es muy limitada ya que su valor también depende de la polarización de la fuente. Esta limitación se superó al definir la impedancia como una relación tensorial en el dominio de la frecuencia (1) entre las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético (Cantwell, 1960):

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (1)$$

donde ω es la frecuencia angular y $E_i(\omega)$ es el campo eléctrico en la dirección i , $H_i(\omega)$ es el campo magnético en la dirección i , y $Z_{ij}(\omega)$ son las impedancias que dependen de la frecuencia y de la conductividad eléctrica del subsuelo.

El valor de Z_{ij} es una cantidad compleja, con ella se define la resistividad aparente y la fase mediante las siguientes expresiones:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2 \quad (2)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad (3)$$

donde ρ_{ij} es la resistividad aparente (en Ohm-m), y μ es la permeabilidad magnética (en H/m). En nuestro caso la permeabilidad magnética μ se puede considerar constante e igual a su valor en el aire libre $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m, mientras que la resistividad aparente ρ_{ij} y la fase ϕ_{ij} varían dependiendo del tipo de rocas existentes en el subsuelo.

Para un medio homogéneo la resistividad aparente es la resistividad del medio, sin embargo en cualquier otro caso la resistividad aparente depende de la distribución de resistividad del medio en un cierto volumen bajo el sitio de observación. A medida que disminuye la frecuencia el volumen de influencia aumenta. La relación entre la resistividad aparente y la resistividad del medio es complicada por eso es que la interpretación se hace mediante simulaciones numéricas en una, dos o tres dimensiones.

Capítulo II.

Trabajo de campo y proceso de datos

II.1. Trabajo de campo

Se realizaron dos perfiles magnetotélúricos que cruzan aproximadamente de oeste a este el área donde se encuentra la cuenca La Purísima en Baja California Sur. Estos perfiles se denominaron Perfil Norte y Perfil Sur, cuentan con 12 y 14 sondeos MT respectivamente, siendo la separación entre sondeos de aproximadamente 5 km (Romo, 2011).

Tabla I. Localización de los sondeos magnetotélúricos. Datum WGS-84.

PERFIL NORTE			PERFIL SUR		
SONDEO	LATITUD	LONGITUD	SONDEO	LATITUD	LONGITUD
CN-01	25.08058	112.0651	CS-01	24.87766	112.0293
CN-02	25.10296	112.01357	CS-02	24.87772	111.99657
CN-03	25.11955	111.97252	CS-03	24.88427	111.92393
CN-04	25.13545	111.9308	CS-04	24.88416	111.8641
CN-05	25.16134	111.87987	CS-05	24.88575	111.82484
CN-06	25.17531	111.83392	CS-06	24.88726	111.77544
CN-07	25.19437	111.78272	CS-07	24.89004	111.72059
CN-08	25.20551	111.7339	CS-08	24.88708	111.67477
CN-09	25.22114	111.69085	CS-09	24.8907	111.63006
CN-10	25.23823	111.6531	CS-10	24.90633	111.57081
CN-11	25.26069	111.60589	CS-11	24.89844	111.52736
CN-12	25.26739	111.55372	CS-12	24.89618	111.47449
			CS-13	24.89893	111.42847
			CS-14	24.89832	111.37089

Para cubrir los objetivos del estudio se grabó la variación temporal de los campos eléctricos y magnéticos en cuatro bandas de frecuencias, las altas frecuencias (0.01-100 Hz) para caracterizar la cuenca sedimentaria, mientras que las bajas frecuencias (0.001-0.01 Hz) se grabaron con la finalidad de obtener información a nivel de la corteza superior. El arreglo de campo y las bandas de medición fueron diseñados para penetrar 50 km de profundidad en condiciones óptimas. El área de estudio y las coordenadas de localización se muestran en la Figura 4 y Tabla I.

II.2. Adquisición de datos

La variación del campo eléctrico se mide con un arreglo en forma L con tres electrodos no polarizables en los vértices. Cada uno de los dipolos corresponde a una componente horizontal del campo (E_x o E_y), la variación que se registra es la diferencia de potencial entre el electrodo del extremo y el común, la distancia entre estos es de 150 m. Para medir la variación temporal de las componentes horizontales (H_x , H_y) del campo magnético se utilizan dos bobinas de inducción colocadas en posición horizontal orientadas como lo muestra la Figura 12, finalmente se utiliza una bobina de inducción en posición vertical para medir la variación temporal del campo en dirección H_z .

Estos sensores se conectan a cajas pre-amplificadoras donde se acondiciona la señal (filtra y amplifica), esta señal va a la consola de registro (Electromagnetic Instruments, EMI, inc), que tiene 10 canales por lo que en campo se mide simultáneamente en dos sitios separados 3 o 4 kilómetros. La transferencia de datos entre sitios se realiza mediante un equipo de telemetría digital. El registro simultáneo en dos estaciones permite utilizar la técnica de referencia remota (Gamble *et al.*, 1979), en la cual se utiliza el campo magnético medido en un sitio para procesar los campos medidos en el otro.

En la consola (componente central del equipo) se selecciona la banda de registro y las señales se vuelven a amplificar, estas señales se convierten en una secuencia numérica digital (series de tiempo) y se transmiten a una computadora portátil.

Para la operación de campo (selección de: banda de frecuencia, intervalo de muestreo, orientación de electrodos y bobinas, número de segmentos de la serie de tiempo, etc.), visualización y edición de las series en tiempo real se utiliza el programa MTacq desarrollado en CICESE.

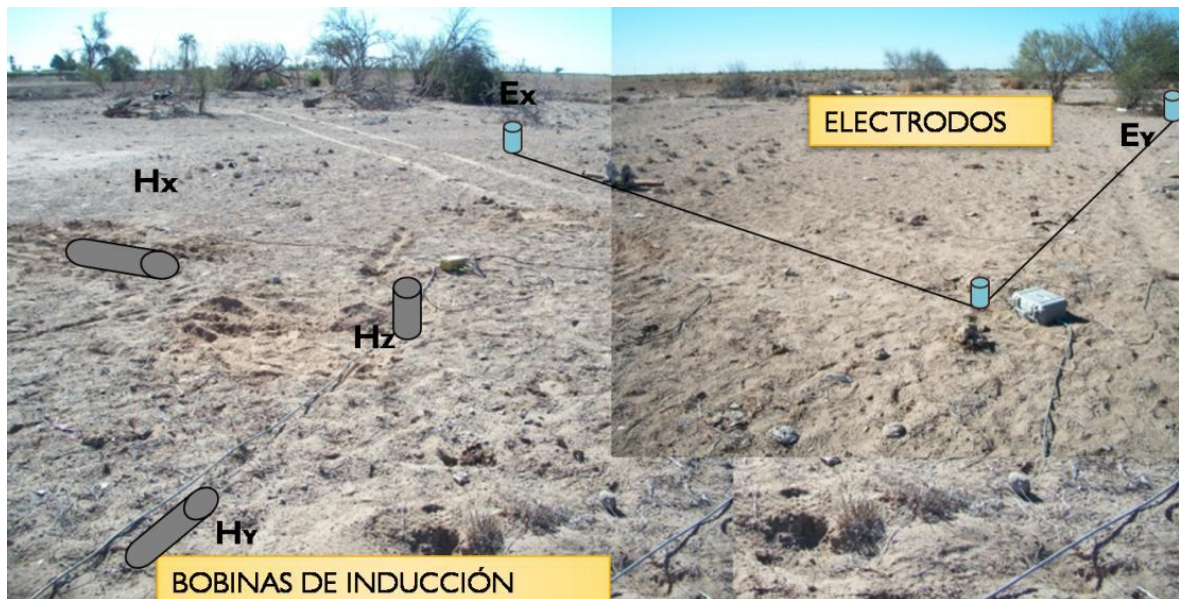


Figura 12. Arreglo de sensores magnéticos y eléctricos en campo.

Para obtener una imagen del subsuelo desde metros a decenas de kilómetros se miden series de tiempo en varias bandas de frecuencia. Las frecuencias altas (periodos pequeños) permiten distinguir estructuras conductoras someras, conforme disminuye la frecuencia (periodos grandes) es posible observar zonas más profundas.

Para obtener una buena razón señal/ruido se registra un mayor número de segmentos, esto permite una mejor estadística para la estimación de los parámetros. En campo se midieron cuatro bandas de frecuencia, éstas se describen en la Tabla II.

Tabla II. Intervalos de frecuencia y No. de segmentos empleados en la obtención de series de tiempo.

Banda	Frecuencia de muestreo [Hz]	No. de segmentos de 512 muestras c/u	Tiempo de registro (minutos)
1	0.2	10	426.7
2	2	20	85.3
3	20	40	17.1
4	200	50	2.1

II.3. Proceso de series de tiempo

Las series de tiempo se transforman al dominio de la frecuencia para obtener las auto-potencias y potencias cruzadas de todas las señales observadas: $E_x E_x^*$, $E_x H_x^*$, $E_x H_y^*$, etc. Los elementos del tensor de impedancia (ecuación (1)) se estiman mediante:

$$\begin{aligned}
 Z_{xx} &= \frac{1}{D} \langle E_x R_x^* \rangle \langle H_y^* R_y^* \rangle - \langle E_x R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle \\
 Z_{xy} &= \frac{1}{D} \langle E_x R_y^* \rangle \langle H_x^* R_x^* \rangle - \langle E_x R_x^* \rangle \langle H_x R_y^* \rangle \\
 Z_{yx} &= \frac{1}{D} \langle E_y R_x^* \rangle \langle H_y^* R_y^* \rangle - \langle E_y R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle \\
 Z_{yy} &= \frac{1}{D} \langle E_y R_y^* \rangle \langle H_x^* R_x^* \rangle - \langle E_y R_x^* \rangle \langle H_y R_y^* \rangle
 \end{aligned} \tag{4}$$

donde $D = \langle H_x R_x^* \rangle \langle H_y R_y^* \rangle - \langle H_x R_y^* \rangle \langle H_y R_x^* \rangle$, * significa complejo conjugado, $\langle \rangle$ son promedios robustos usando varias estimaciones, E_x, E_y, H_x, H_y son campos locales y R_x, R_y son campos magnéticos medidos en la estación de referencia. Como se miden dos sitios simultáneamente, se procesa uno como local y otro como referencia y viceversa.

Para el proceso de las señales se utiliza el programa PROMT a través de una interfaz gráfica interactiva. Este programa, también desarrollado en CICESE, utiliza como base el algoritmo RRRMT8 (Robust Remote Reference Magnetotelluric data processing) escrito por Alan Chave (Chave y Thomson, 1989; Chave *et al.*, 1987). El programa procesa las series de tiempo observadas para obtener las componentes del tensor de impedancia mediante el algoritmo de estimación robusta (Chave *et al.*, 1987) y a partir de éstas calcula las curvas de resistividad y fase vs Periodo (o frecuencia) para cada sitio de medición. La estimación robusta consiste en incluir en el promedio solamente aquellas estimaciones que no modifican significativamente el valor esperado, es decir, los valores que salen considerablemente del rango de medición no son utilizadas en la estimación. La fase interactiva del Promt permite la visualización y edición de las series de tiempo, así como configurar los parámetros para la estimación robusta.

II.4. Funciones de respuesta magnetotelúrica

El tensor de impedancia (1) puede verse como la función de respuesta de la Tierra ante la incidencia de una onda electromagnética. Este tensor contiene las interacciones de corrientes eléctricas horizontales en todas las direcciones posibles independientemente de la polarización de la fuente. El caso más general es el 3D en el cual todos los elementos del tensor son distintos de cero. En el caso 2-D las corrientes toman direcciones preferenciales, si las coordenadas de medición coinciden con el rumbo de la estructura los elementos de la diagonal se hacen cero debido a que el campo eléctrico en una dirección solo interactúa con el magnético perpendicular. Los dos elementos fuera de la diagonal son distintos entre sí $Z_{xy} \neq Z_{yx}$ porque el campo eléctrico es diferente en cada dirección.

Para el caso unidimensional la resistividad eléctrica solo varía con la profundidad, las componentes de la diagonal son nulas y las de la anti-diagonal son iguales y de signo contrario $Z_{xy} = -Z_{yx}$. La Figura 13 muestra las cuatro componentes del tensor de impedancia del sitio CN-02 del Perfil Norte en función del periodo. En la parte

superior, Figura 13a, se muestra la magnitud de las componentes Z_{xy} , Z_{yx} , que corresponden a la anti-diagonal del tensor de impedancias (1), ya que el medio se comporta de forma unidimensional, estos valores son suaves y de magnitud similar. En un medio totalmente 1D o 2D las componentes Z_{xx} , Z_{yy} serían cero (Figura 13c), sin embargo el medio presenta efectos tridimensionales por lo que el valor de estas componentes es errático con la misma tendencia que la anti-diagonal, pero dispersos y cercanos a cero.

La Figura 13b muestran la fase de la impedancia ϕ_{xy} , ϕ_{yx} , la cual se comporta de forma similar, las fases de la antidiagonal son más suaves, ya que corresponden al medio 1D, las ϕ_{xx} , ϕ_{yy} (Figura 13d) son dispersas porque corresponden a efectos tridimensionales.

En un caso ideal 2D la ecuación (1) se desacopla en dos modos independientes. El modo **TE** (transversal eléctrico) con el campo eléctrico en la dirección del rumbo de la estructura 2D, y el modo **TM** con el campo magnético en la dirección del rumbo (Figura 14). Si los ejes de medición no coinciden con la orientación de la estructura los cuatro elementos del tensor son distintos de cero, pero basta con realizar una rotación del tensor (Swift, 1967) para anular la diagonal y encontrar los modos TE y TM. En el caso tridimensional los elementos de la diagonal no pueden ser reducidos con una simple rotación.

En ciertos casos se puede reducir un tensor tridimensional a los modos TE-TM de un caso bidimensional haciendo la hipótesis de que la impedancia medida tiene una parte estrictamente 2D, de origen regional, que está distorsionada por elementos locales 3-D (Groom y Bailey, 1989; 1991), esta técnica ha sido muy utilizada y ha probado su efectividad en muchos casos.

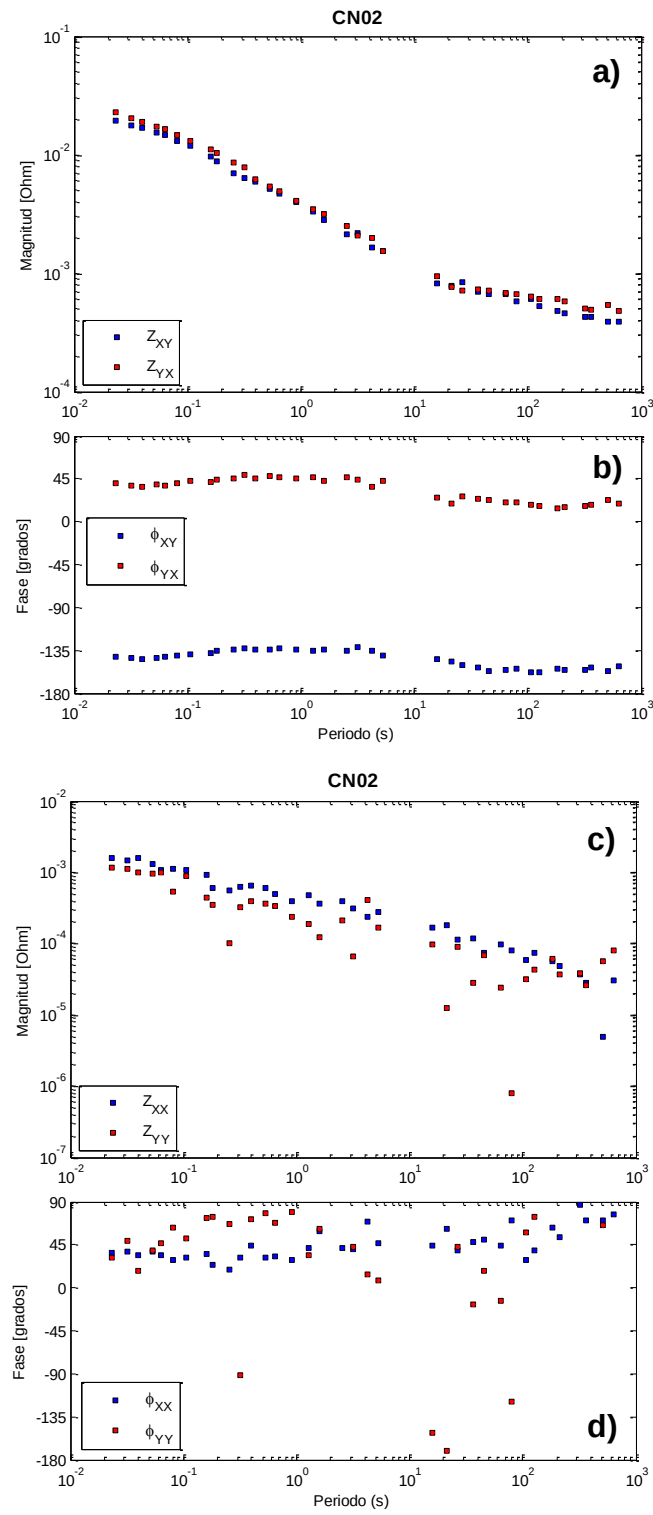


Figura 13. Elementos del tensor de impedancia (1) del sitio CN-02, Perfil Norte. a) Componente de magnitud Z_{xy} y Z_{yx} . b) fase ϕ_{xy} y ϕ_{yx} . c) Z_{xx} y Z_{yy} . d) ϕ_{xx} y ϕ_{yy}

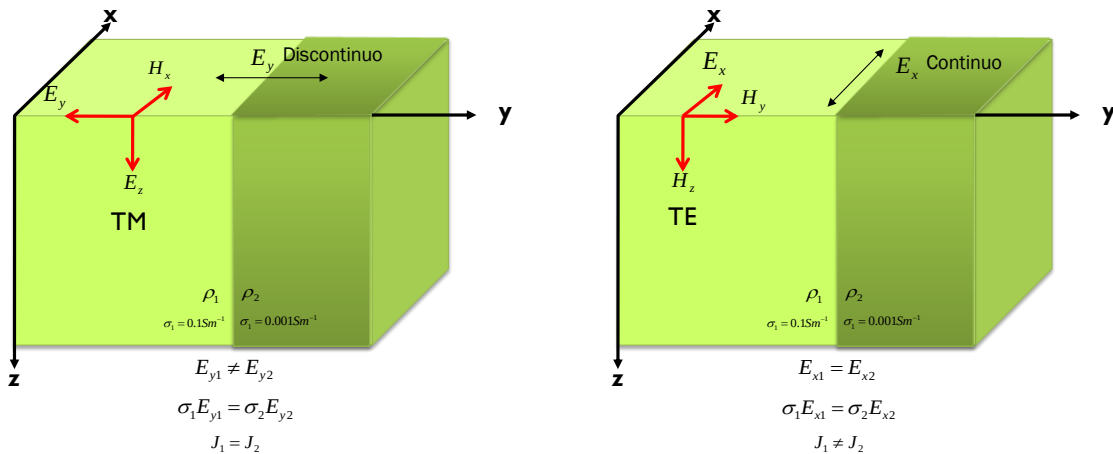


Figura 14. Modo TE y Modo TM.

Una alternativa diferente la presentan Romo et al. (2005). La metodología propuesta consiste en combinar los elementos del tensor para obtener dos nuevas impedancias llamadas serie y paralelo y dos funciones angulares. La ventaja de este método radica en utilizar todos los elementos del tensor, además las impedancias Serie y Paralelo son invariantes ante rotación, es decir no dependen de la orientación del sistema de coordenadas de medición.

II.4.1. Descomposición de Groom y Bailey (TE-TM)

Este método consiste en factorizar el tensor de impedancia y obtener uno con impedancias principales $\mathbf{Z}_a$ y $\mathbf{Z}_b$ no distorsionado por efectos locales 3-D, en donde las impedancias principales corresponden a los modos TE y TM. Como hipótesis se supone que la estructura geoelectrica regional es principalmente bidimensional con distorsiones galvánicas locales en el campo eléctrico causadas por heterogeneidades de pequeña escala cerca de la superficie (Groom y Bailey, 1989; 1991), matemáticamente puede ser expresado como:

$$\mathbf{Z}_{\text{observado}} = \mathbf{R} \mathbf{T} \mathbf{S} \mathbf{Z}_{2D} \mathbf{R}^T \quad (5)$$

Donde $\mathbf{R}$ es una matriz de rotación con elementos reales, $\mathbf{T}$ y $\mathbf{S}$ son matrices diagonales reales que describen parcialmente los efectos de la distorsión del campo eléctrico debido a heterogeneidades 3-D integradas por los términos twist

(t) y shear (e), respectivamente. Z_{2D} es la impedancia puramente bidimensional de carácter regional:

$$\mathbf{Z}_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_b & 0 \end{pmatrix} \quad (6)$$

El proceso consiste en, dada la impedancia observada $\mathbf{Z}_{observado}$, encontrar los parámetros de strike regional (ángulo de rotación), twist (t) y shear (e) y las dos impedancias regionales Z_a y Z_b , que expliquen mejor el valor de $\mathbf{Z}_{observado}$. La estimación se realiza mediante un proceso de estimación no-lineal (Chave y Smith, 1994) para obtener el mejor conjunto posible de parámetros. Este proceso se realiza para cada una de las frecuencias y sitio por sitio. Después de haber obtenido las impedancias Z_a y Z_b es posible compararlas con los modos TE y TM.

El programa GBDECOMP (escrito en Fortran 77) realiza la descomposición Groom-Bailey basado en el algoritmo escrito por Chave et al. (1994), y su salida son dos impedancias Z_a y Z_b . En la primera parte del proceso se dejaron libres todos los parámetros, en una segunda etapa se fijó el azimuth en 0° para los sondeos del Perfil Sur y en -25° para los del Norte, de acuerdo con su orientación geográfica respecto de las principales estructuras regionales consideradas 2D. La Figura 15 muestra el resultado de aplicar la descomposición de Groom-Bailey (GB) a dos sondeos medidos en la cuenca La Purísima. La Figura 15a corresponde al CN-02 del Perfil Norte, se fijó el azimuth en -25° , la Figura 15b corresponde a CS-03 del Perfil Sur, en este caso el ángulo se fijó en 0° . En las dos gráficas de la parte superior se observan las resistividades aparentes y fases observadas (cuadros rojo y azul). Las curvas predichas por la solución óptima GB son las líneas continuas. En las dos gráficas de la parte inferior se muestran los parámetros estimados: dos resistividades aparentes llamadas ρ_a y ρ_b correspondientes a Z_a y Z_b , con sus fases, además los parámetros de distorsión (twist, azimuth y shear) y el rms del ajuste. Para fijar el azimuth de cada perfil se tomó en cuenta el rumbo de la estructura geológica regional, así como el rumbo del perfil que se interpretaría.

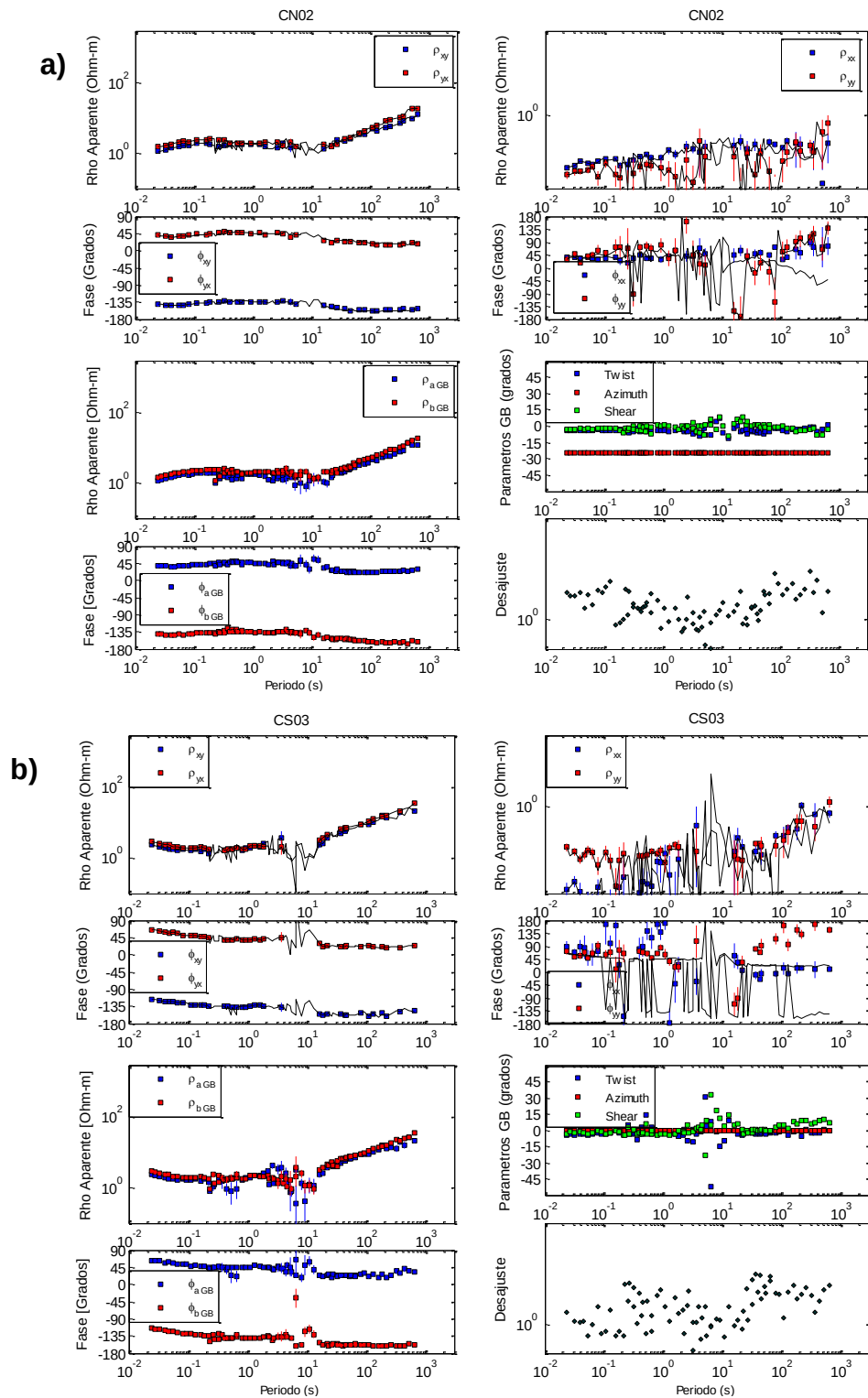


Figura 15. Ejemplo de dos sitios usando la Descomposición de Groom y Bailey, rotación a un ángulo fijo. (a) CN-02 Azimut -25° , (b) CS-03 Azimut 0° .

II.4.2. Transformación Serie-Paralelo (SE-PA)

La transformación Serie-Paralelo (Romo *et al.*, 2005) es una transformación biunívoca simple, que permite pasar de las impedancias observadas a las impedancias Serie y Paralelo, y viceversa. Estas impedancias no son equivalentes a los modos TE y TM, sin embargo se pueden estimar muy fácilmente y tienen propiedades que las hacen muy convenientes para ser utilizadas en los esquemas de inversión.

La transformación S-P genera además de las impedancias Serie y Paralelo, dos funciones angulares que contienen información de la dimensionalidad y geometría de la estructura.

$$\{Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_p, Z_s, \bar{\theta}, \Delta\theta\} \quad (7)$$

La expresión anterior indica que los miembros del tensor de impedancia (dominio XY) pueden transformarse al dominio Serie-Paralelo o viceversa.

La transformación consiste en utilizar una matriz de rotación $\mathbf{R}$ para el campo eléctrico y otra distinta para el campo magnético. Además el argumento puede ser complejo, por lo que $\mathbf{R}$ además de ser una rotación introduce un cambio de fase (8).

$$\mathbf{Z}' = \mathbf{R}_e \mathbf{Z}_{obs} \mathbf{R}_h^T \quad (8)$$

Las siguientes expresiones permiten obtener: Z_p , Z_s , $\bar{\theta}$ y $\Delta\theta$ a partir de las impedancias observadas, Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy} :

$$Z_s = \left(\frac{Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

$$Z_p = \sqrt{2} \frac{Z_{yx}Z_{xy} - Z_{xx}Z_{yy}}{\left(Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yy}^2 + Z_{yx}^2 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad (10)$$

$$\bar{\theta} = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{Z_{xy} + Z_{yx}} \right) \quad (11)$$

$$\Delta\theta = \arctan \left(\frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right) \quad (12)$$

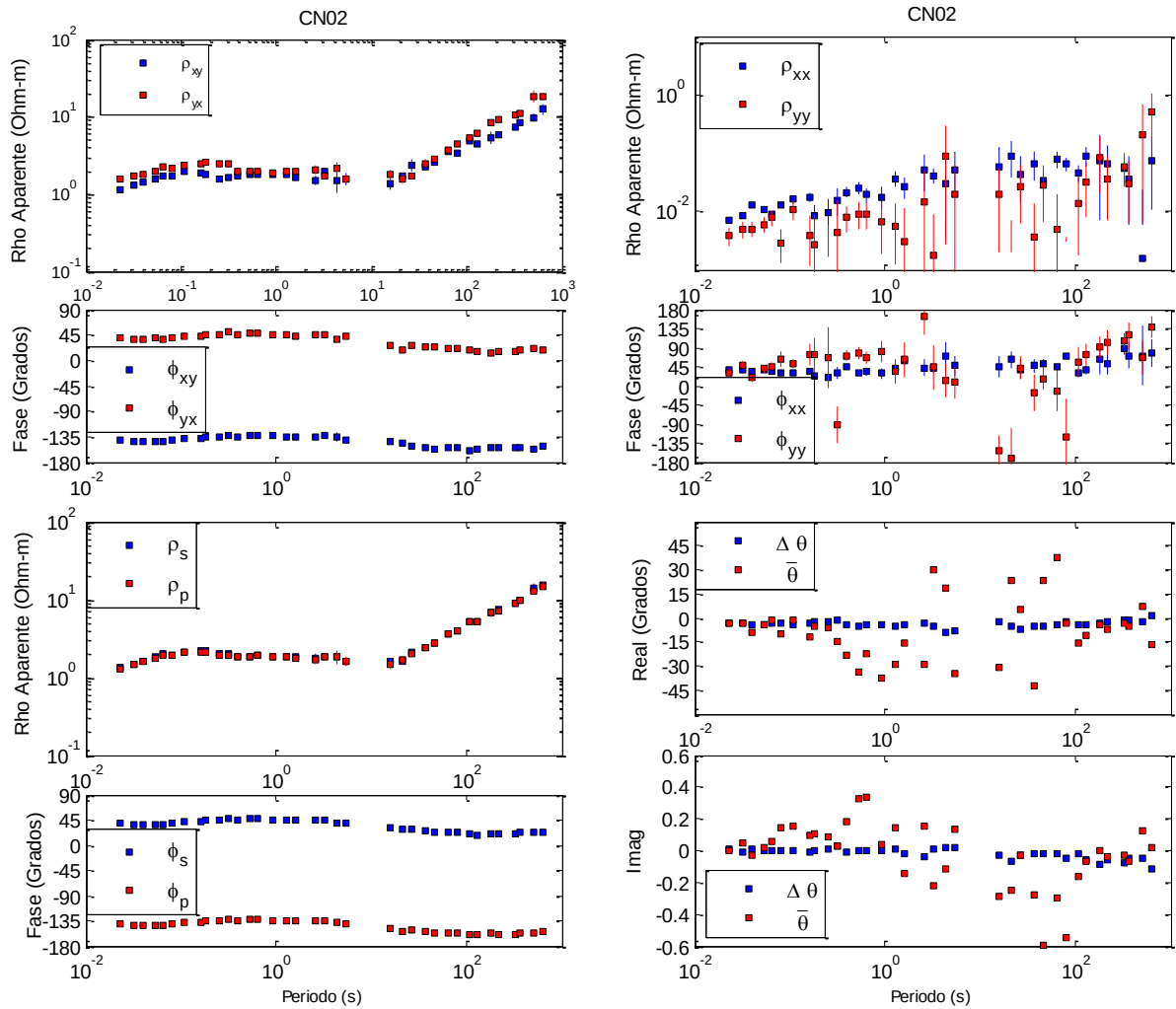


Figura 16. Ejemplo de la transformación SE-PA y las funciones angulares.

La Figura 16 muestra el resultado de la transformación SE-PA de los datos del sondeo CN-02. En la parte superior se muestran los datos originales (observados)

y en la parte inferior se observan las resistividades aparentes y fases Serie y Paralelo, además se observa la parte real e imaginaria de las funciones angulares $\bar{\theta}$, $\Delta\theta$. La parte real de $\Delta\theta$ es un indicador de tridimensionalidad, valores arriba de 15° son causados por efectos tridimensionales, por otro lado la parte real de $\bar{\theta}$ indica la dirección principal de la estructura. Las impedancias SE-PA tienen la propiedad de ser invariantes ante rotación, es decir no dependen del sistema coordenado de medición, propiedad que los elementos del tensor original no tienen.

II.5. Curvas de resistividad y fase

Al estimar las impedancias usando la descomposición GB o con la transformación SE-PA se obtienen curvas de resistividad aparente y fase que serán utilizadas en el proceso de inversión, ya sea el caso unidimensional 1D (sondeo por sondeo) o el 2D (todos los sondeos de un perfil).

La Figura 17 muestra las curvas de resistividad aparente obtenidas con la descomposición GB y con la transformación SE-PA. Como se puede observar las curvas son muy similares entre ellas. Esto mismo ocurre con la mayor parte de los sitios, por lo que en general puede decirse que el comportamiento es unidimensional, es decir ρ_s y ρ_p no son muy diferentes, ni tampoco lo son ρ_a y ρ_b . Ya que se obtuvieron estas dos funciones de respuesta (TE-TM y SE-PA) se procedió a preparar dos conjuntos de datos para la inversión 2D. La incertidumbre para la resistividad aparente se consideró del 5% y para la fase de 1.43 grados (0.025 radianes).

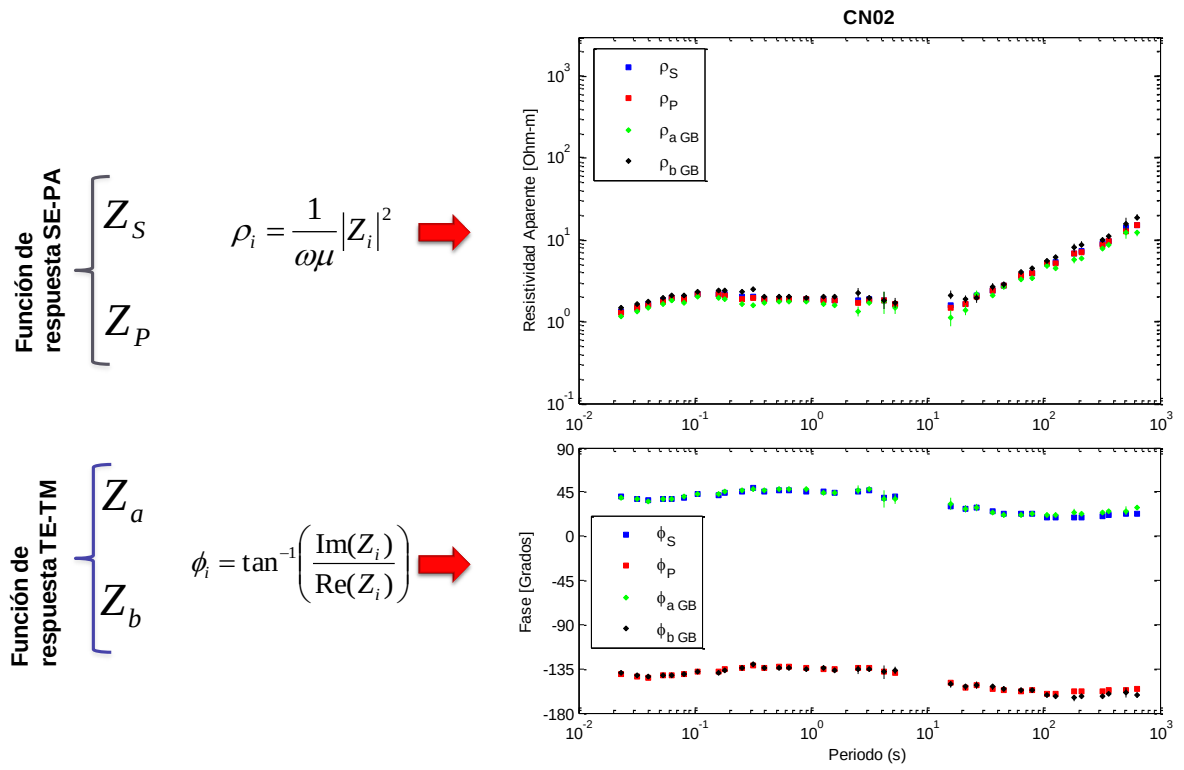


Figura 17. Curvas de resistividad aparente y fase obtenidas con las impedancias Z_s y Z_p y con la descomposición GB, Z_a y Z_b del sitio CN-02 Perfil Norte.

Capítulo III.

Inversión

La interpretación de las funciones de respuesta en términos de la distribución de resistividad del subsuelo se realiza mediante simulación numérica. El medio se discretiza en capas (1D) o en celdas (2D o 3D) de resistividad homogénea y las ecuaciones de Maxwell se resuelven en forma discreta (diferencias finitas o elemento finito) para simular la propagación de las ondas y calcular la impedancia en la superficie del modelo, este proceso se conoce como “el problema directo”. La impedancia calculada en la simulación se compara con las funciones de respuesta observadas y el modelo se modifica iterativamente hasta que su respuesta ajuste a las observaciones, este último proceso se conoce como “inversión de datos” o “problema inverso” y utiliza algún algoritmo de optimización en donde se minimiza una función objetivo, usualmente el residual entre los datos observados y los calculados. Generalmente a la función objetivo se agrega alguna condición adicional, como por ejemplo la suavidad en el modelo.

En este trabajo utilizamos inversión en 1D utilizando un algoritmo desarrollado por Salas Ariza (2010) en matlab basado en la inversión tipo Occam 1D. Esta inversión discretiza el medio en 1D, es decir la resistividad solo cambia con la profundidad, utilizando capas con resistividad homogénea. En la inversión 2D se utilizaron dos programas de inversión de otros autores, el primero es la inversión tipo Occam (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; EM. Laboratory, 2006) y el método Gauss-Newton (Mackie *et al.*, 1997; Rodi y Mackie, 2001). En estos el subsuelo se representa como un semiespacio (x-z) donde x es la longitud del perfil y z es la profundidad del mismo, el medio 2D se divide en celdas y cada celda adopta un valor de resistividad. Diversos autores han desarrollado modelado directo e

inversión de datos 3D (Newman y Alumbaugh, 2000; Siripunvaraporn *et al.*, 2005). Estos algoritmos requieren una gran cantidad de memoria y tiempo que generan dificultad para su uso.

III.1. Teoría de Inversión

El problema inverso se establece mediante la ecuación:

$$d = F(m) + e \quad (13)$$

donde d son los datos, $F(m)$ es la respuesta del modelo directo y e es el error de ajuste. Los modelos son discretizados en M bloques de resistividad constante $m = [m_1, m_2, \dots, m_M]$ y hay N número de datos observados $d = [d_1, d_2, \dots, d_N]$, con N errores $e = [e_1, e_2, \dots, e_N]$.

En inversión generalmente se utiliza un criterio de mínimos cuadrados u optimización, éste busca minimizar la diferencia entre los datos observados d y la respuesta del modelo $F(m)$ como se observa en la siguiente expresión.

$$\|d - F[m]\|^2 \quad (14)$$

Debido a que la función $F(m)$ es no-lineal respecto a m , los parámetros del modelo (resistividades en las celdas), no se puede utilizar la técnica estándar de mínimos cuadrados, y se debe proceder a la linealización del problema. Además del problema de no linealidad, los problemas electromagnéticos están mal condicionados, es decir, tienen inestabilidad numérica, no tienen solución numérica o tienen más de una solución (problema de no unicidad).

Para obtener una solución numérica de un problema inverso mal planteado (ill-posed), Tikhonov (1977) introdujo el “método de regularización”. La idea básica de la regularización es agregar información sobre el vector de incógnitas, para estabilizar la solución, en este trabajo las técnicas de inversión introducen la norma cuadrática de un operador diferencial para controlar la suavidad o rugosidad del modelo. Así el criterio de optimización puede escribirse (Frez, 2010):

$$\min \left\{ \|d - F[m]\|^2 + \alpha \|Lm\|^2 \right\} \quad (15)$$

El balance entre el ajuste a los datos $\|d - F[m]\|^2$ y la estabilización $\|Lm\|^2$ se realiza mediante un parámetro global de regularización α . Para el caso de inversión tipo Occam se realiza mediante multiplicadores de Lagrange, mientras que para la inversión Gauss-Newton se realiza mediante el parámetro τ , ambos métodos se explicarán a continuación.

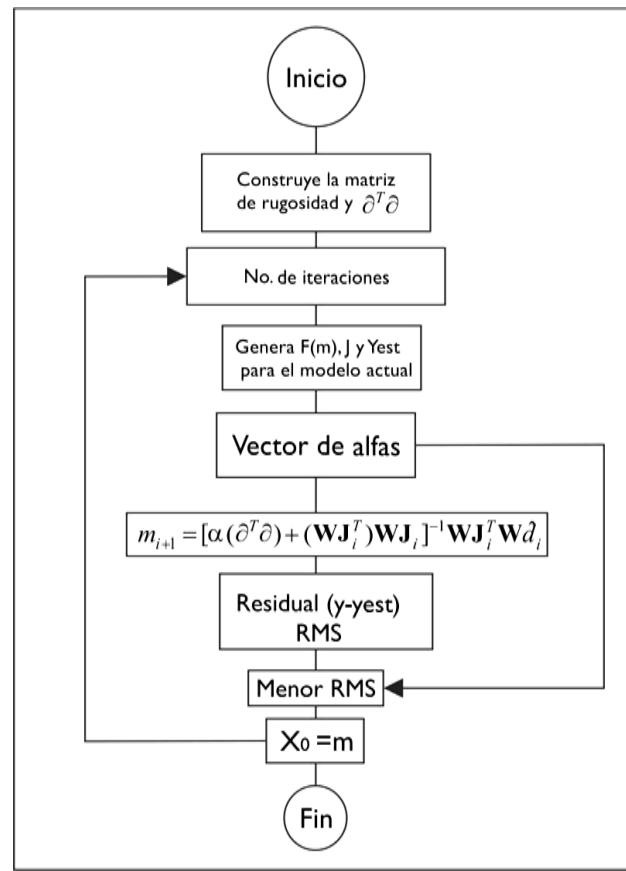
III.2. Inversión tipo Occam 1D

El término navaja de Occam se usa para establecer que la solución más simple a un problema tiene más probabilidades de ser la correcta, en este principio está basado este método de inversión. Es una inversión regularizada de un problema no lineal que fue introducido por primera vez por Constable et al. (1987) en el que se busca la estructura más simple del subsuelo que pueda explicar las observaciones.

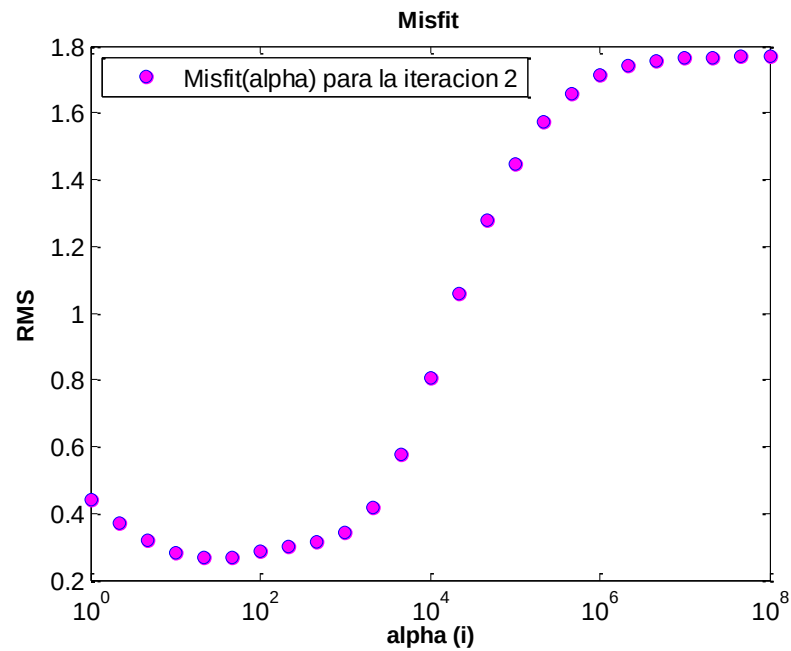
El problema es simple, se busca encontrar el mínimo de una función sujeta a una restricción, en este caso se tiene la condición de suavidad en el modelo (minimizar la rugosidad del modelo) sujeta a una condición de máximo ajuste a las observaciones, como se muestra en la siguiente función objetivo:

$$U = \underbrace{\|\partial m\|^2}_{\text{rugosidad}} + \underbrace{\mu^{-1}}_{\text{multiplicador}} \left\{ \underbrace{\|\mathbf{W}d - \mathbf{W}F[m]\|^2}_{\text{ajuste}} - \underbrace{X_*^2}_{\text{valores esperado}} \right\} = 0 \quad (16)$$

La expresión (15) vista con los principios de la inversión tipo Occam queda planteada en la ecuación (16), Donde el primer término es el operador diferencial que regula la suavidad-rugosidad, el segundo término es la condición de ajuste, y μ^{-1} es el multiplicador de Lagrange que es un parámetro de regularización que regula los dos términos de la expresión, $\mathbf{W}$ es la matriz de covarianza que pondera a los datos y al modelo directo según su error estimado, finalmente X_*^2 es el nivel de error esperado.



(a)



(b)

Figura 18. (a) Diagrama de flujo del programa de inversión 1D. (b) Curva de RMS contra alfa para obtener el modelo óptimo (menor rms).

La expresión (17) representa la linealización de la función objetivo a partir de linealizar la función $F[m]$ en un desarrollo de Taylor $F[m_2] = F[m_1 + \Delta]$ donde $\Delta = m_2 - m_1$, sustituyéndolo en la ecuación (16) y reacomodando los términos se obtiene:

$$U = \|\partial m_2\|^2 + \mu^{-1} \left\{ \left\| \mathbf{W}\hat{d} - \mathbf{WJ}_1 m_2 \right\|^2 - X_*^2 \right\} = 0 \quad (17)$$

Donde $\hat{d} = d_j - F[m_1] + \mathbf{J}_1 m_1$, $\mathbf{J}_1$ es la matriz Jacobiana evaluada en m_1 . La minimización de la expresión (17), permite acercarnos iterativamente a la solución, esta secuencia iterativa se modificó en el algoritmo desarrollado en Matlab utilizando un vector de parámetros de regularización fijo (α_i), es decir no se calcularon multiplicadores de Lagrange.

$$m_{i+1}(\alpha) = [\alpha(\partial^T \partial) + (\mathbf{WJ}_i^T) \mathbf{WJ}_i]^{-1} \mathbf{WJ}_i^T \mathbf{W}\hat{d}_i \quad (18)$$

En la Figura 18a se muestra el diagrama de flujo que sigue el programa, utiliza la subrutina mtdiv del programa original de Constable et al. (1987) adaptado a Matlab, en el cual se calcula el problema directo considerando un medio estratificado unidimensional. A partir de una fórmula de recurrencia se obtiene la admitancia superficial (inverso de la impedancia), con este valor se calcula la resistividad aparente y la fase (respuesta del modelo), además, las derivadas parciales (Jacobiano). También se utiliza la subrutina der1 (Frez, 2010) que calcula el operador de estructura (Primera derivada). La expresión (18) se evalúa para cada valor de alfa y se construye una curva como la de la Figura 18b. El modelo que presente menor rms será el que entre en la siguiente iteración, hasta obtener el valor rms esperado. La inversión 1D utiliza la resistividad aparente y la fase calculadas a partir del determinante del tensor de impedancia:

$$Z_{\det} = \sqrt{Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}} \quad (19)$$

La Figura 19 muestra las curvas de resistividad aparente y fase obtenidas a partir del determinante en el sondeo CN-02.

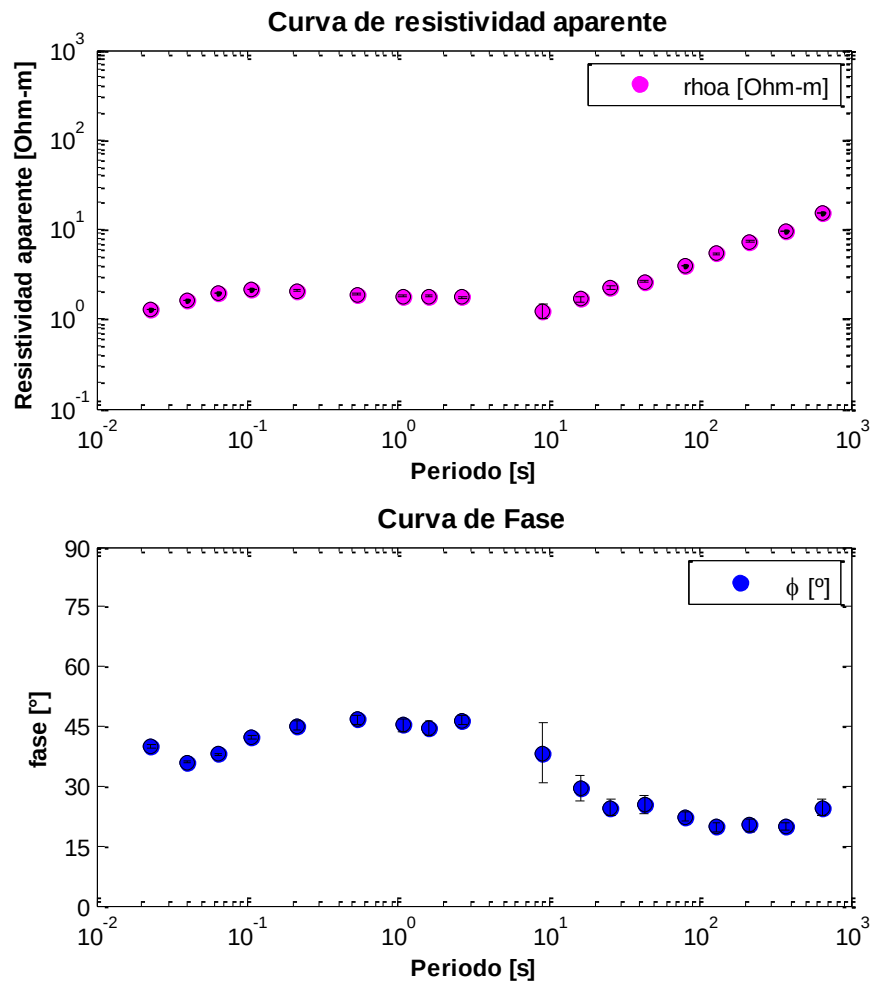


Figura 19. Curva de resistividad aparente y fase obtenidas con el determinante del sitio CN-02 Perfil Norte.

El modelo directo se calculó con 50 capas y un modelo inicial homogéneo de 50 Ohm-m. La Figura 20 muestra el resultado de invertir los datos de resistividad aparente y fase del sondeo CN-02 del Perfil Norte, la parte superior muestra la resistividad aparente y fase (datos) la línea continua muestra el ajuste de los datos al modelo. En la inferior se observa el modelo de resistividad contra profundidad obtenido después de la inversión. La Figura 23 muestra el resultado de invertir el sondeo CS-03. Como se puede observar, en ambos casos las curvas calculadas presentan buen ajuste con los datos observados (resistividades aparentes y fases).

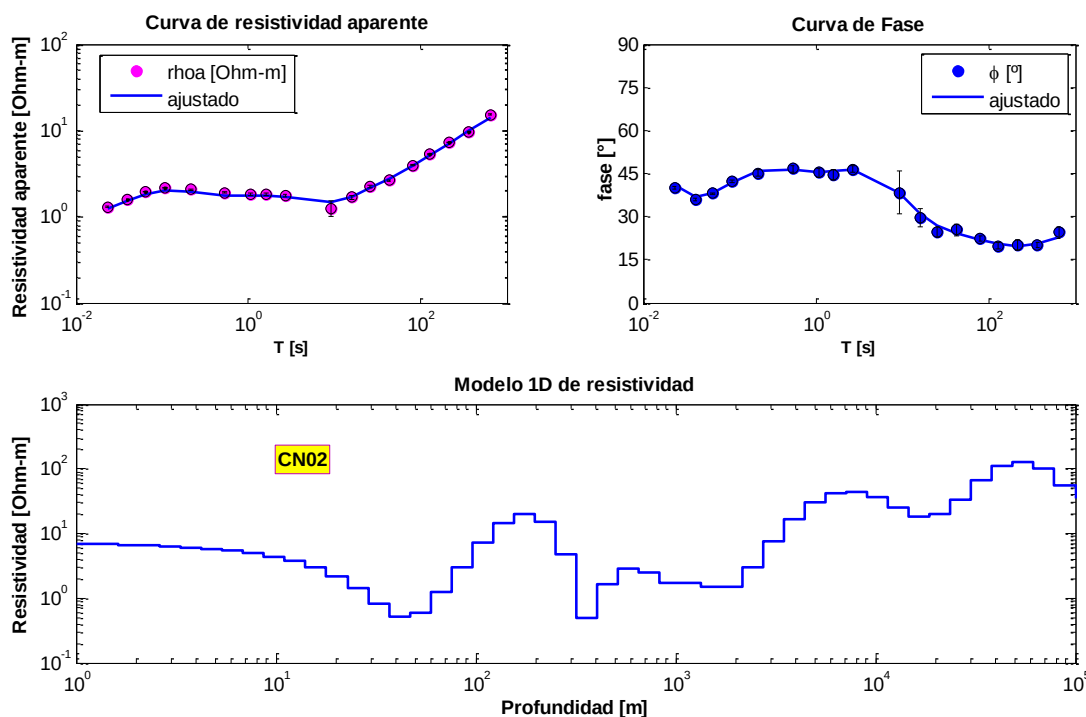


Figura 20. Parte superior muestra los datos observados de resistividad aparente y fase con símbolos y el ajuste obtenido con línea continua, en la parte inferior el modelo resultante de la inversión 1D del sondeo CN-02.

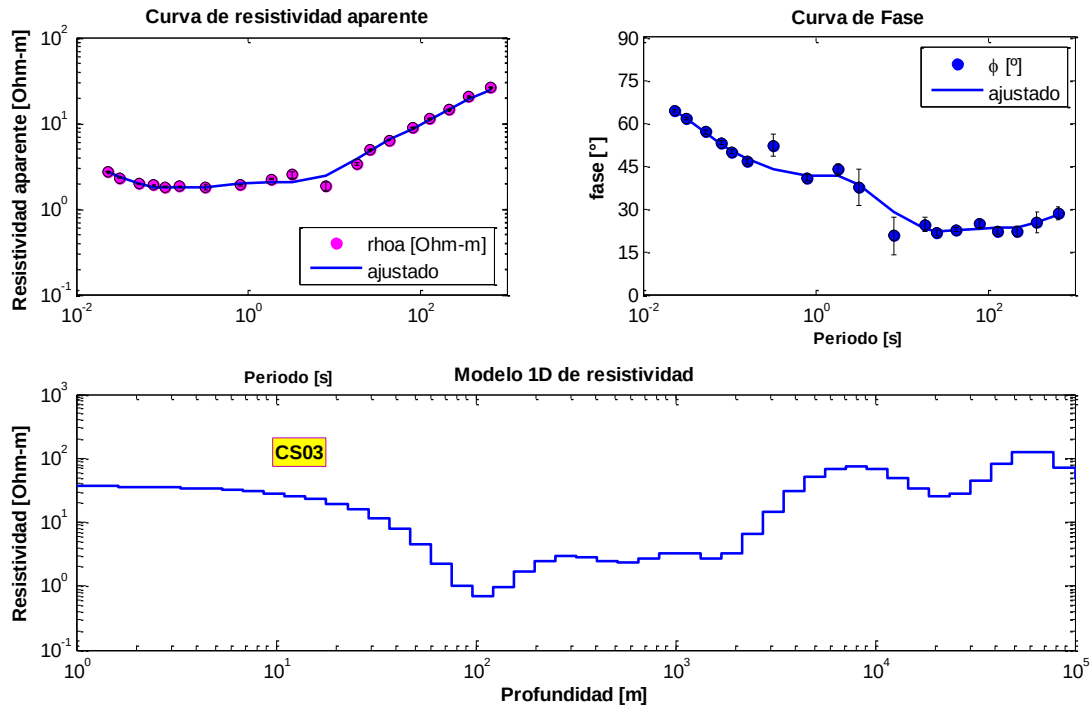


Figura 21. Parte superior muestra los datos en el ajuste de la resistividad y fase, en la parte inferior el modelo resultante de la inversión 1D del sondeo CS-03.

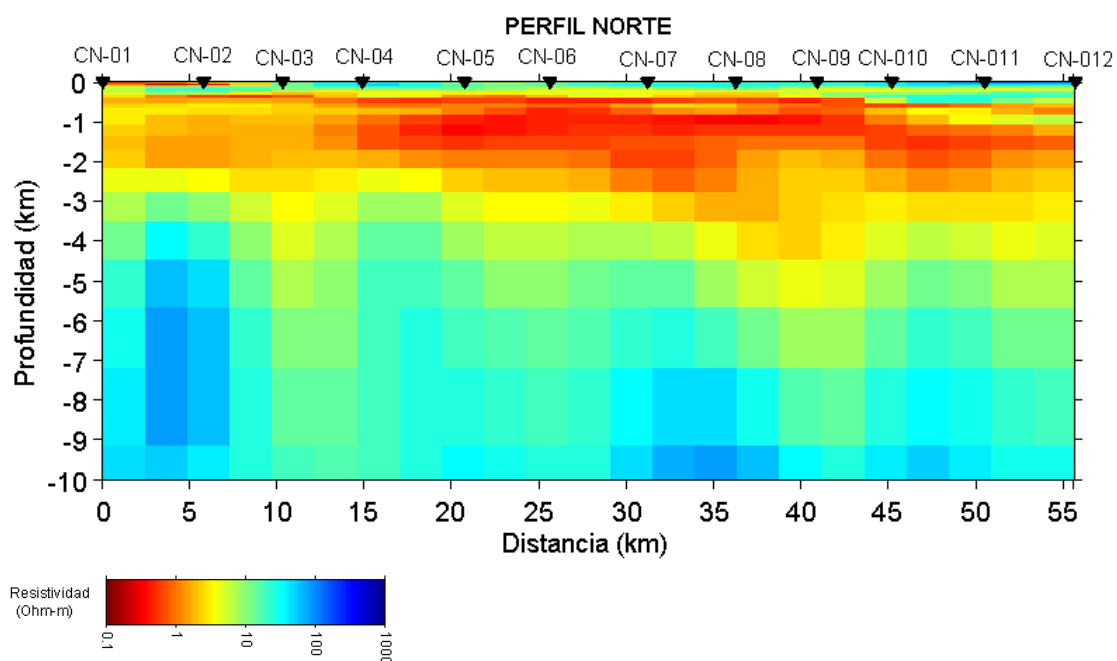


Figura 22. Inversión unidimensional de sondeos del Perfil Norte, interpolados.

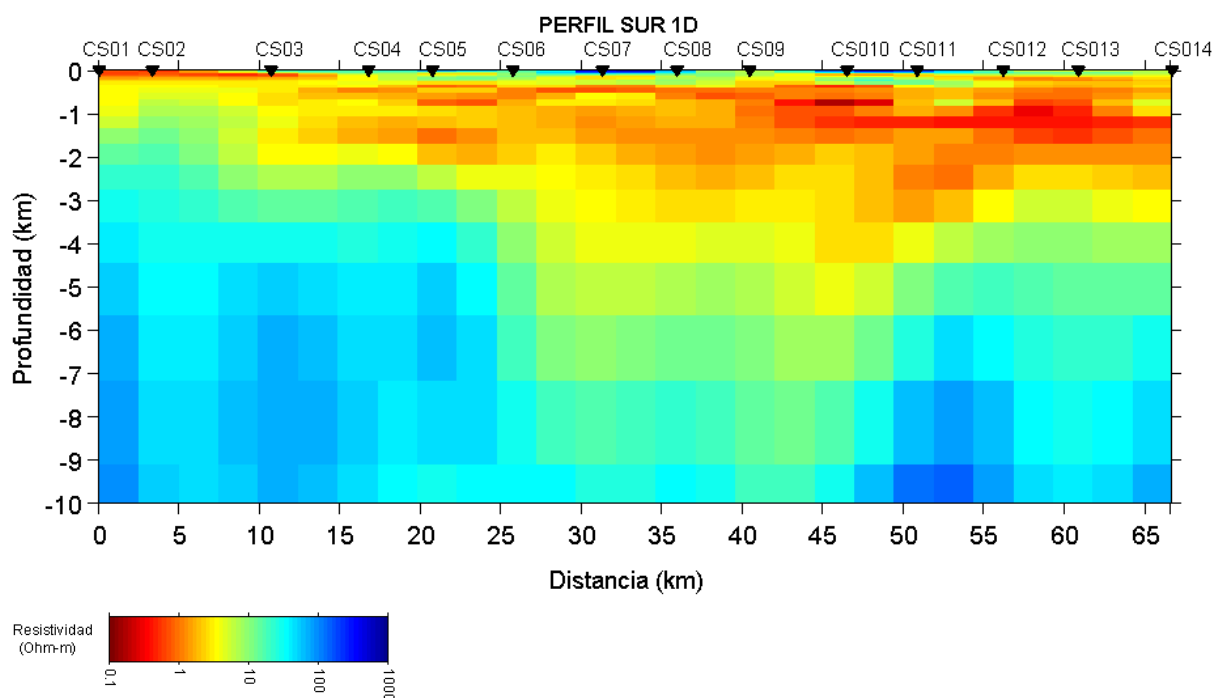


Figura 23. Inversión unidimensional de sondeos del Perfil Sur, interpolados.

Después de realizar la inversión 1D de cada sondeo en los perfiles Norte y Sur se procedió a realizar una interpolación para generar una imagen bidimensional y así poder compararla con la inversión 2D. Los modelos obtenidos se muestran en las Figuras 22 y 23 (Perfil Norte y Perfil Sur respectivamente). La descripción y comparación con los modelos bidimensionales se realizarán en el siguiente capítulo.

III.3. Inversión tipo Occam 2D

El algoritmo de la inversión Occam 2D (deGroot-Hedlin y Constable, 1990; EM. Laboratory, 2006), calcula el modelo directo mediante la técnica de elemento finito (Wannamaker *et al.*, 1986; 1987).

Tabla III. Longitud del perfil y número de celdas utilizadas en el modelo inversión tipo Occam. * Elemento finito, **malla de regularización.

	Perfil Norte		Perfil Sur	
Longitud	55 km		65 km	
Occam	E. F*	R.**	E. F	R
Somero	64x73	38	88x92	41
Profundo	64x103	68	88x122	71

Las ecuaciones de la inversión Occam 2D son similares a las empleadas en la inversión 1D (ecuación (17) solo hay un cambio en las dimensiones y en los elementos de la matriz de rugosidad:

Caso 1D

$$R1 = \int \left(\frac{dm}{dz} \right)^2 dz = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

$$R2 = \int \left(\frac{d^2 m}{d^2 z} \right)^2 dz = \sum_{i=2}^N (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2$$

Caso 2D

$$R1 = \left\| \partial_y m \right\|^2 + \left\| \partial_z m \right\|^2 \quad (20)$$

$$R2 = \left\| \partial_y^2 m \right\|^2 + \left\| \partial_z^2 m \right\|^2$$

En el caso 2D las matrices ∂_z y ∂_y son las matrices de rugosidad la primera estima la diferencia de los parámetros del modelo entre bloques verticalmente adyacentes, la segunda es la rugosidad horizontal, donde cada elemento de la matriz ∂_y depende del cociente de la profundidad de la capa y el ancho de la misma. La función objetivo que se minimiza en 1D y 2D es la misma, solo se incluyen los dos nuevos términos de la rugosidad. Al minimizar la función objetivo se obtiene la siguiente secuencia iterativa 2D para encontrar los modelos.

$$m_{i+1} = [\mu(\partial_y^T \partial_y + \partial_z^T \partial_z) + (\mathbf{WJ}_i^T) \mathbf{WJ}_i]^{-1} \mathbf{WJ}_i^T \mathbf{W} \hat{d}_i \quad (21)$$

Para obtener el nivel deseado de misfit la secuencia iterativa se presenta en función del parámetro de Lagrange:

$$m_{i+1}(\mu) = [\mu(\partial_y^T \partial_y + \partial_z^T \partial_z) + (\mathbf{WJ}_i^T) \mathbf{WJ}_i]^{-1} \mathbf{WJ}_i^T \mathbf{W} \hat{d}_i \quad (22)$$

Es decir de forma automatizada se calculan los valores del multiplicador de Lagrange, y se calculan diversos modelos con diversos multiplicadores, se utiliza el que tenga menor valor de misfit y éste será utilizado para la siguiente iteración. En cada iteración se vuelve a probar con distintos valores del multiplicador de Lagrange. El error es calculado con la siguiente expresión.

$$X_{k+1}(\mu) = \|\mathbf{W}d - \mathbf{WF}[m_{k+1}(\mu)]\| \quad (23)$$

El método para obtener las derivadas parciales es descrito por Oristaglio and Worthington (1980) que deriva la expresión $\mathbf{KA} = \mathbf{S}$ respecto al modelo donde $\mathbf{K}$ es la matriz de NN elementos finitos, $\mathbf{A}$ es un vector columna de valores de campo y $\mathbf{S}$ es un vector columna que contiene los términos de la fuente donde $\mathbf{K}$:

$$\mathbf{K} \partial \mathbf{A} / \partial m_i = -\partial \mathbf{K} / \partial m_i \mathbf{A} \quad (24)$$

La versión utilizada en este trabajo utiliza la matriz Jacobiana de elemento finito usando reciprocidad (de Lugao y Wannamaker, 1996). La Figura 24a muestra la evolución del multiplicador de Lagrange después de 6 iteraciones para la modelo somero del Perfil Norte, usando como datos los modos TE-TM. La primera iteración solo usa 4 valores del multiplicador, como modelo inicial en la siguiente

iteración utiliza el modelo $m_{i+1}(\mu)$ con menor rms y así sucesivamente. Como se puede observar el programa incrementa la búsqueda de multiplicadores de Lagrange y el valor de μ disminuye, por lo que al usar este parámetro regularizador existe un compromiso entre ajuste y suavidad, en las primeras iteraciones los valores de rms son grandes y conforme va disminuyendo el valor de μ se incrementa el ajuste pero también la rugosidad.

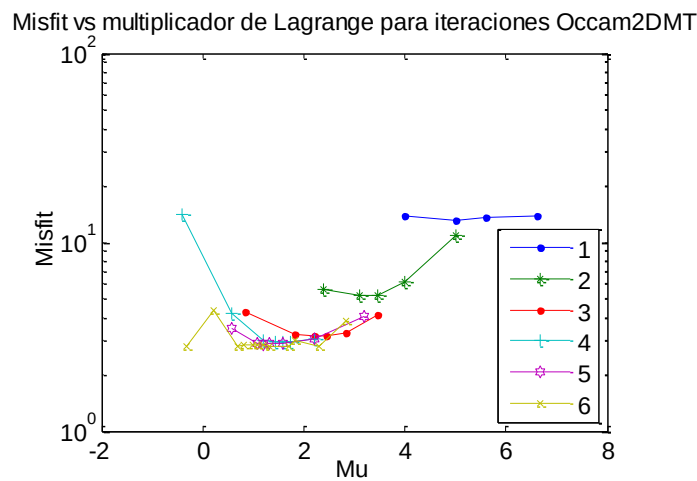


Figura 24. Gráfica que muestra la evolución del multiplicador de Lagrange según el número de iteración.

La Figura 25 muestra dos gráficas de rms vs rugosidad como resultado de la inversión de dos diferentes modelos iniciales (100 y 10 Ohm-m) para el Perfil Norte, en cada gráfica se muestra el tipo de datos utilizados en cada inversión (TE-TM, SE-PA) para realizar una comparación entre ambas. El valor de rugosidad es mayor en la inversión generada con un modelo inicial de 10 Ohm-m que en el de 100 Ohm-m para ambos tipos de datos, además se obtiene un mejor ajuste de los datos con un modelo inicial de 100 Ohm-m. En general los datos SE-PA presentan mejor ajuste en ambas gráficas (ver Figura 25). Para la elección del mejor modelo se buscó un compromiso entre el ajuste y la suavidad. Se generaron gráficas de evolución de misfit y rugosidad contra número de iteración para cada modelo (Figura 26).

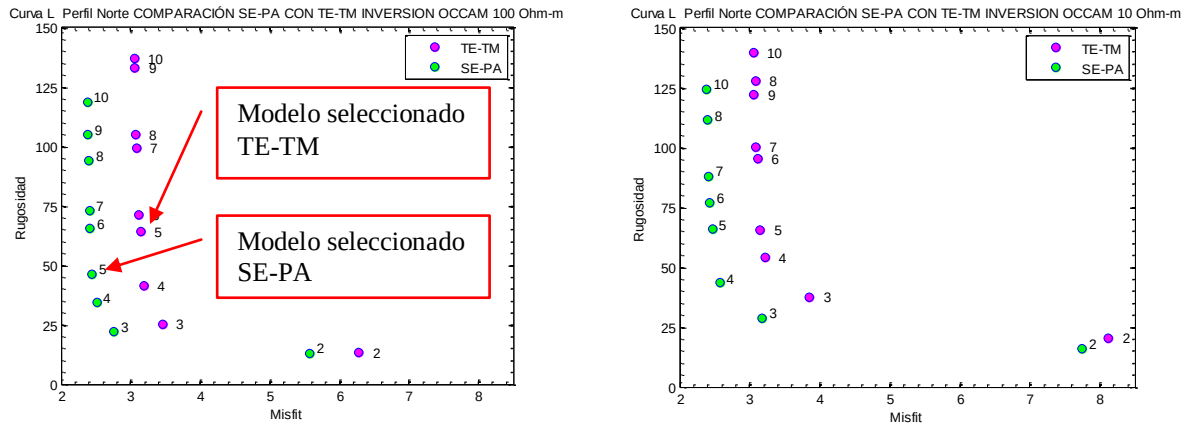


Figura 25. Gráfica que muestra el RMS contra la rugosidad de los modelos obtenidos con las funciones de respuesta SE-PA y TE-TM para cada iteración del Perfil Norte. (a) modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m. (b) modelo inicial homogéneo 10 Ohm-m. Los números indican el número de iteración.

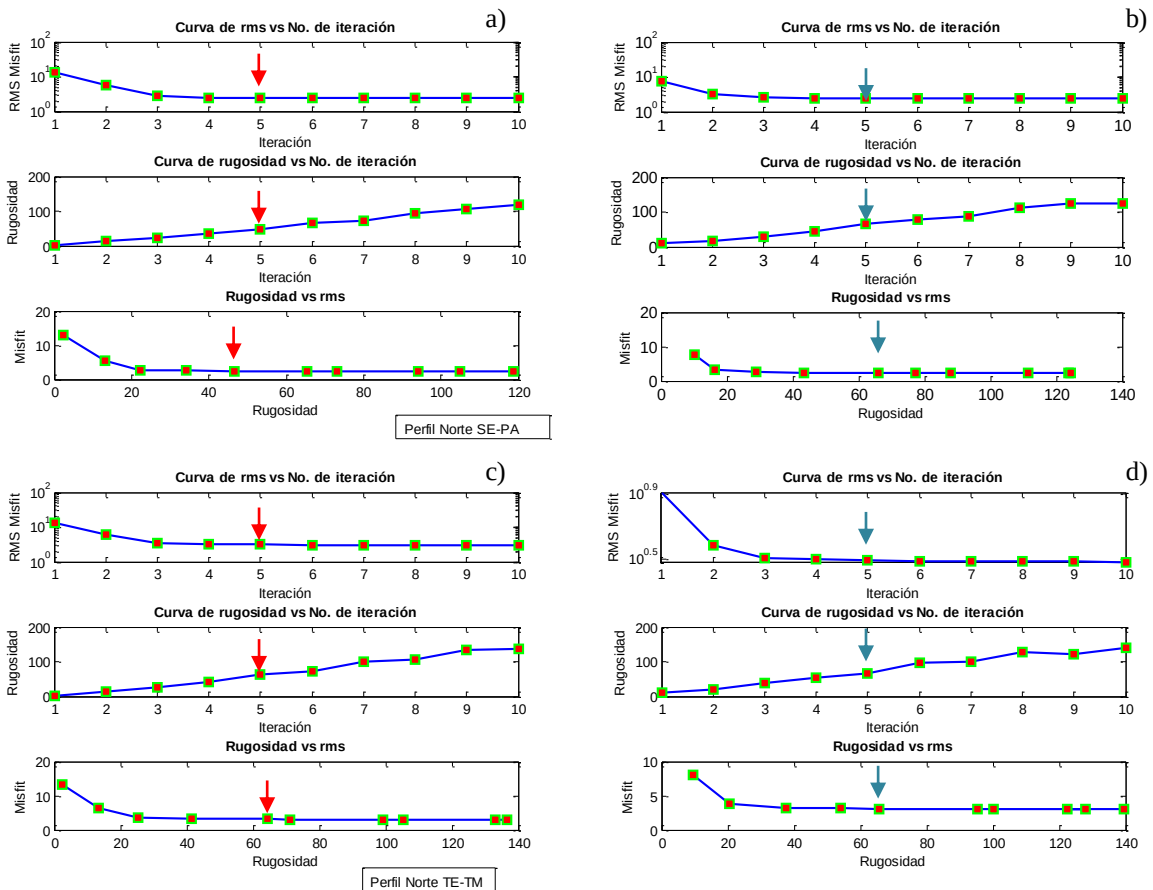


Figura 26. Curvas de evolución de rms contra número de iteración, Rugosidad contra número de iteración y Misfit contra rugosidad. a) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos SE-PA. b) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos SE-PA. c) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos TE-TM. d) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos TE-TM.

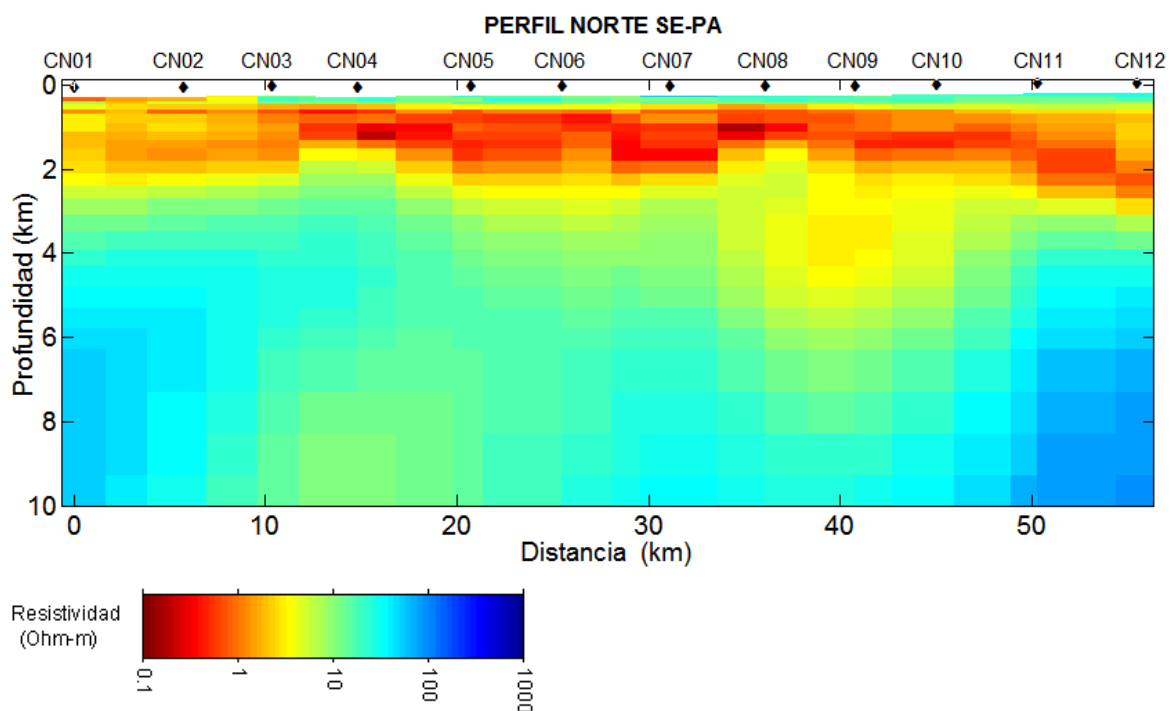


Figura 27. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Norte. Función de respuesta Serie-Paralelo. Misfit 2.44, rugosidad 46.5, iteración 5, modelo inicial homogéneo 100 Ohm-m.

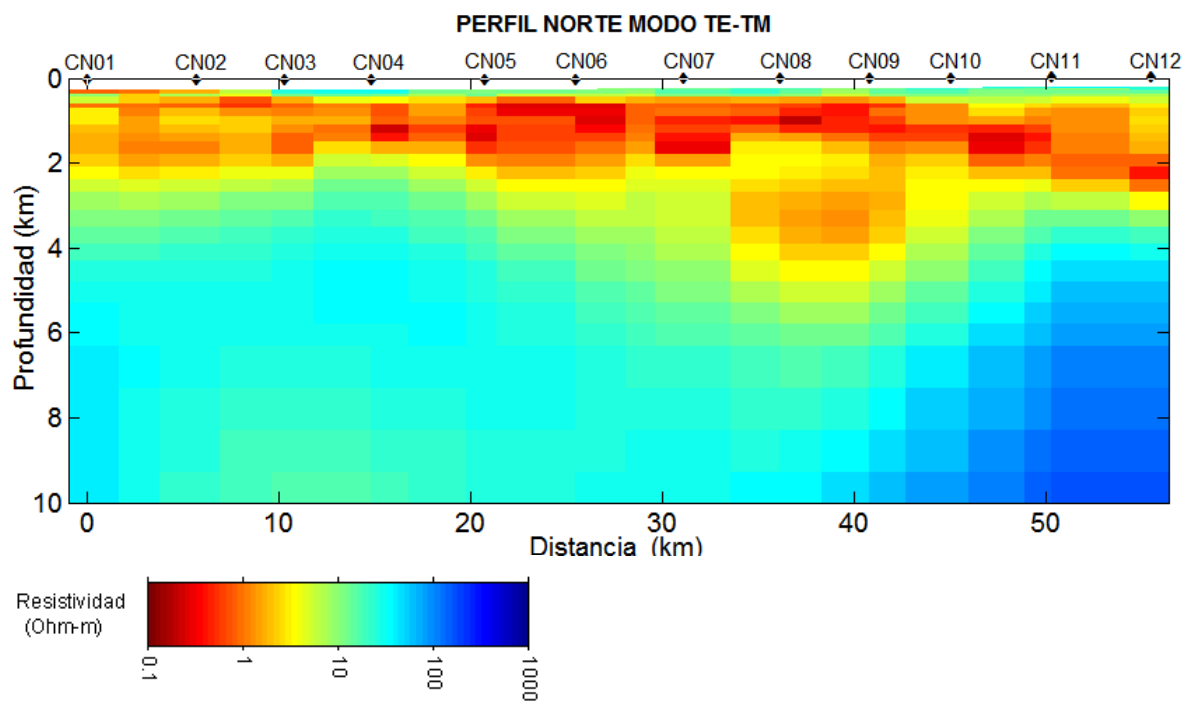


Figura 28. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Norte. Función de respuesta TE-TM. Misfit 3.14, rugosidad 64.3, iteración 5, modelo homogéneo 100 Ohm-m.

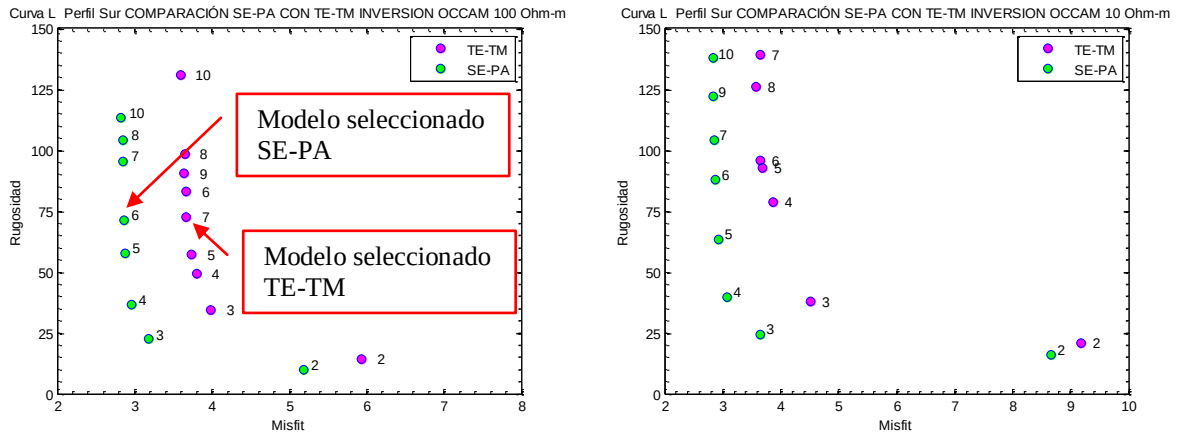


Figura 29. Gráfica que muestra el RMS contra la rugosidad de los modelos obtenidos con las funciones de respuesta SE-PA y TE-TM del Perfil Sur Somero para cada iteración. (a) modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m. (b) modelo inicial homogéneo 10 Ohm-m.

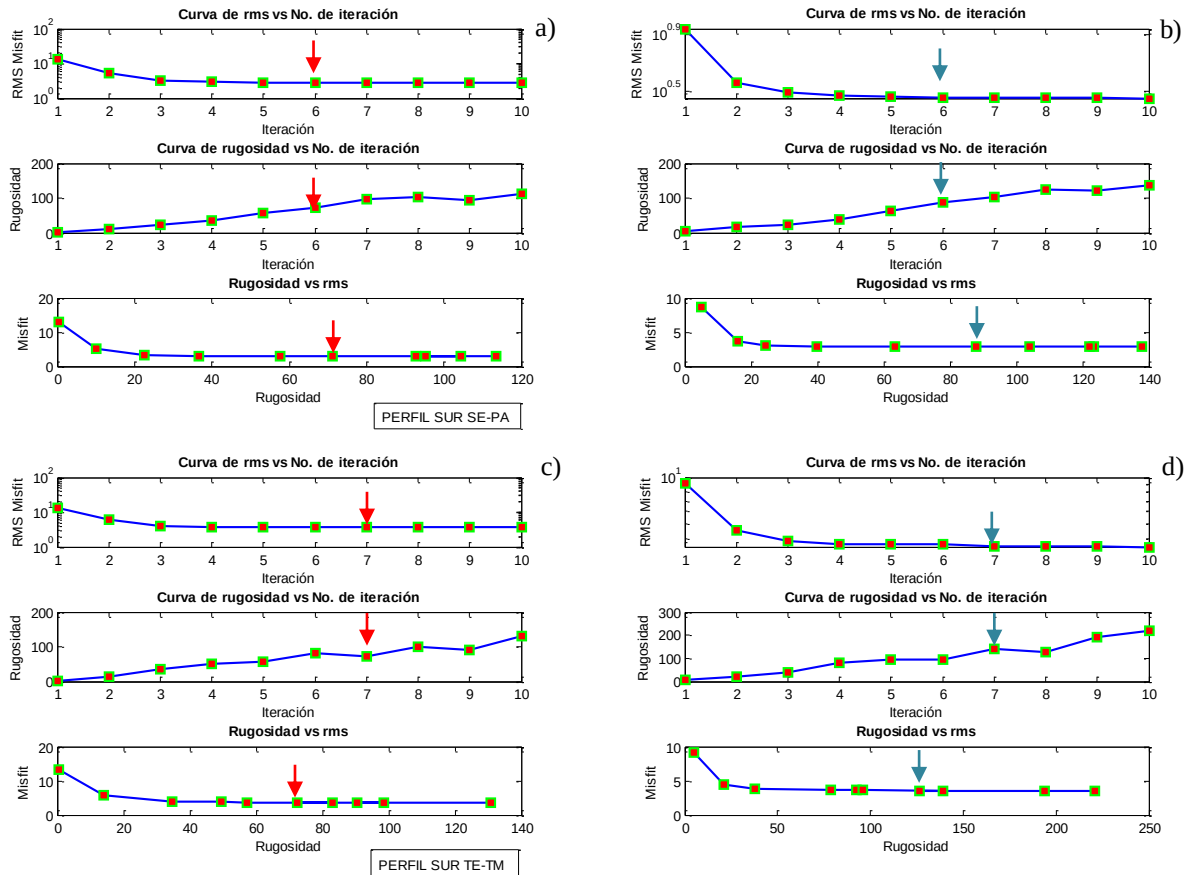


Figura 30. Curvas de evolución de rms contra número de iteración, Rugosidad contra número de iteración y Misfit contra rugosidad. a) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos SE-PA. b) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos SE-PA. c) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 100 Ohm-m usando datos TE-TM. d) Inversión con un modelo inicial homogéneo de 10 Ohm-m usando datos TE-TM.

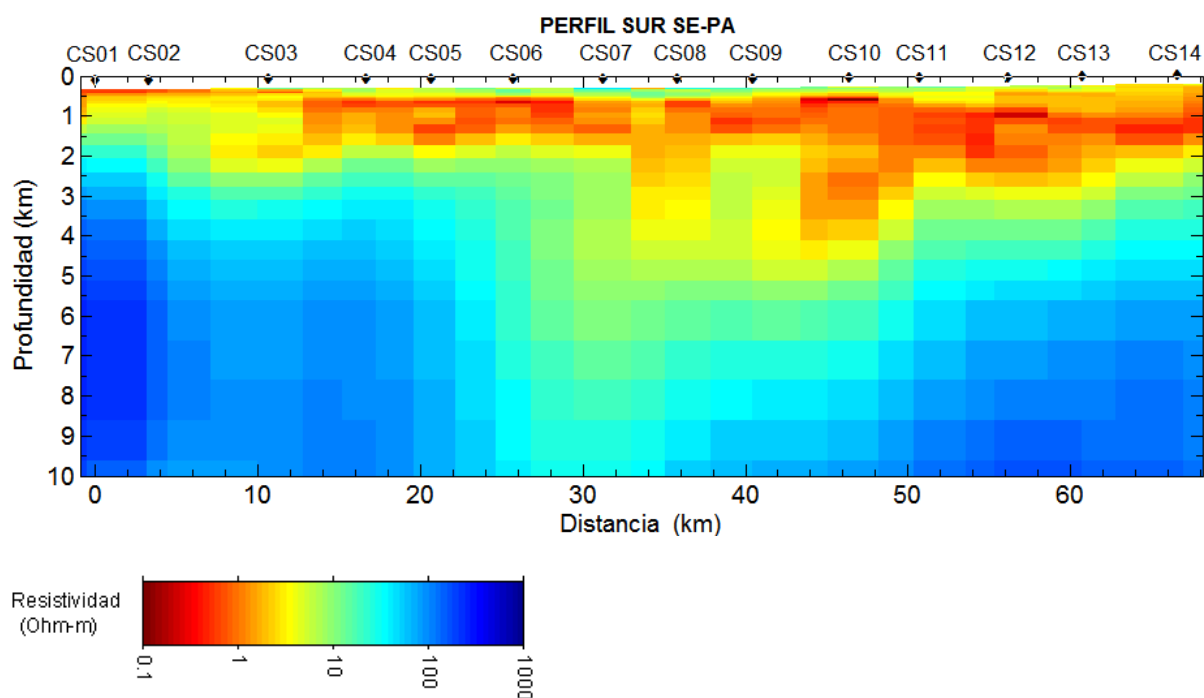


Figura 31. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta Serie-Paralelo. Misfit 2.86, rugosidad 71.3, iteración 6.

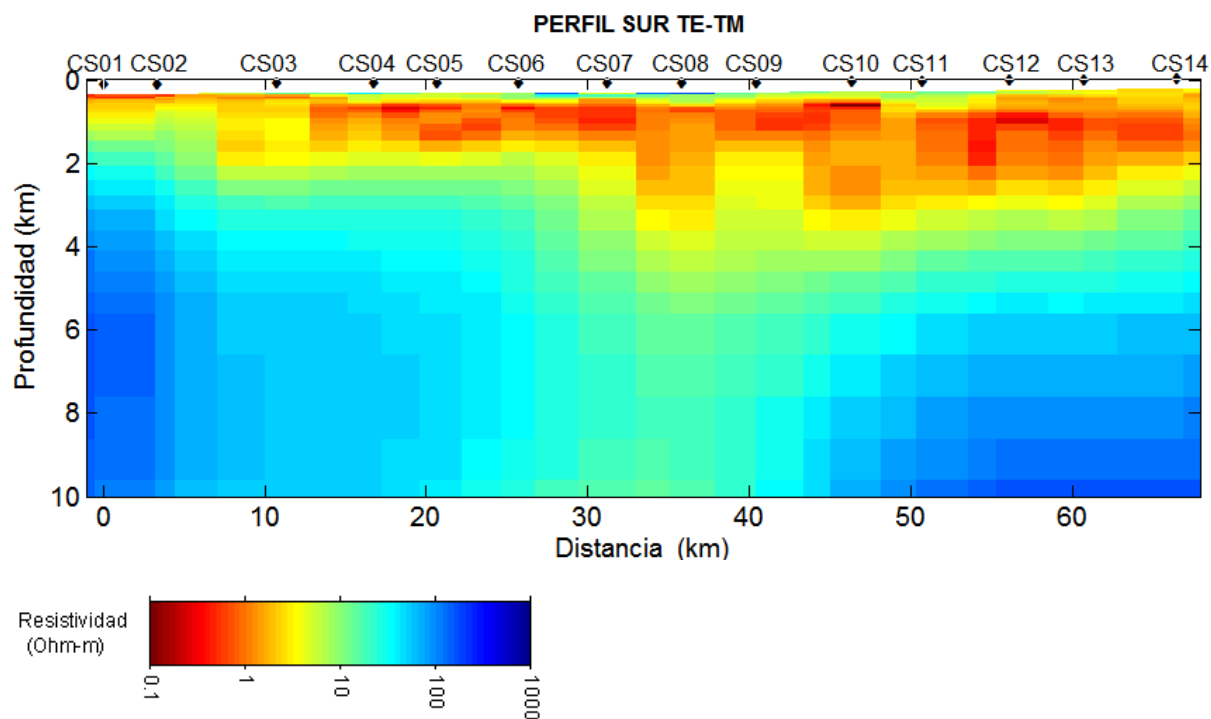


Figura 32. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta TE-TM. Misfit 3.67, rugosidad 72.6, iteración 7.

En los modelos resultantes se encontró que los que tienen equivalente rugosidad son distintos en estructura, por lo que los modelos seleccionados son aquellos que presentan mayor similitud en estructura según el tipo de dato (TE-TM y SE-PA). La flecha roja en la Figura 26 indica el modelo elegido para el Perfil Norte Somero, para los datos SE-PA son la iteración 5 para, con un rms=2.44 y rugosidad=46.5 y la Iteración 5 para los datos TE-TM, con un rms: 3.117 y rugosidad=65.7. Ambos modelos presentan gran similitud en la estructura. Las Figura 27 y 28 muestran los modelos seleccionados para cada función de respuesta. La interpretación se realizará en el siguiente capítulo.

Los modelos seleccionados para el Perfil Sur fueron los obtenidos con el modelo homogéneo inicial de 100 Ohm-m para ambos tipos de datos, los modelos seleccionados tienen una estructura similar y rugosidad del mismo orden. Para los datos SE-PA la iteración seleccionada es la 6 con un rms 2.86 y una rugosidad de 71.3. Para el caso de datos TE-TM, la iteración seleccionada es la iteración 7 con un rms=3.67 y una rugosidad=72.6 (ver Figura 33). Se encontraron más variaciones en cada iteración para ambos conjuntos de datos (Figura 30). Los modelos seleccionados para Perfil Sur presentan una gran similitud estructural como se puede observar en las Figura 31 y 32.

III.4. Inversión Gauss-Newton 2D

El método Gauss-Newton es utilizado para resolver problemas no lineales de mediana escala, está basado en la regularización de Tikhonov que minimiza la siguiente función objetivo.

$$\Omega(m) = \|d - F[m]\|^2 + \tau \|L_p m\|^2 \quad (25)$$

El primer término corresponde a la norma cuadrática de los residuales (ajuste), en el segundo término se introduce la estabilización o regularización, L_p es el operador diferencial Laplaciano que introduce la suavidad del modelo como

condición adicional al criterio de optimización y τ es el parámetro de regularización global que controla el balance entre suavidad del modelo y ajuste de la solución.

Debido a la no linealidad del problema inverso se utiliza un punto de referencia o modelo previo y se realiza una aproximación de la función a partir de ese punto.

$$\Omega(m) = (d - F(m))^T R_{dd}^{-1} (d - F(m)) + \tau \|L(m - m_0)\|^2 \quad (26)$$

Donde m_0 es un punto inicial y R_{dd}^{-1} es la matriz de covarianzas del error. Se sabe que $F(m)$ tiene gradiente y Hessiano, al igual que la función objetivo por lo que al desarrollar una aproximación del gradiente de la función objetivo (para minimizarla), igualándola a cero y despejando el valor de m se obtiene:

$$m_{i+1} = m_i + g(m_i)K(m_i)^{-1} \quad (27)$$

donde $g(m_i)$ es el gradiente de la función $\Omega(m)$ dado por:

$$g(m_i) = -2J^T (d - F) + 2\tau L^T L m \quad (28)$$

y el Hessiano:

$$K(m_i) = -2J(m)^T J(m) + 2\tau L^T L + 2 \sum_{i=1}^N q_i B_i(m) \quad (29)$$

donde $B_i(m)$ es el Hessiano de $F(m)$ (segunda derivada). Este término se ignora para evitar el cálculo de segundas derivadas.

El algoritmo realizado por Rodi y Mackie (Mackie *et al.*, 1997; Rodi y Mackie, 2001) utiliza esta metodología de inversión agregando la modificación Levenvberg-Marquard para prevenir inestabilidad agregando un factor de amortiguamiento.

$$m_{i+1} = m_i - \frac{1}{2} \left(A_i^T R_{dd}^{-1} A_i + \tau L^T L + \varepsilon I \right)^{-1} g_i \quad (30)$$

Donde A_j es la derivada de Frechet evaluada en m_i , ε es un valor muy pequeño (0.001) e I es la matriz identidad. La matriz jacobiana se genera usando el método de reciprocidad de Rodi (1976) que traslada esta tarea a una solución de un problema pseudo-directo. El modelo directo en el algoritmo de inversión Gauss-Newton está basado en un esquema de diferencias finitas, es una aproximación de

las ecuaciones de Maxwell que utilizan una analogía entre corriente y voltaje con el campo eléctrico y magnético (Mackie *et al.*, 1988; Madden, 1972).

Los Perfiles Norte y Sur se discretizaron en celdas de tamaño variable dependiendo de la longitud del perfil y de la topografía. Para evitar que efectos de borde afecten la zona de interés las celdas en los extremos del perfil se extienden hasta 100 km, el ancho de las celdas bajo cada sondeo es de 3 km, Los espesores comienzan en 2 m y se incrementa hasta llegar a ser de 2000 m a los 45 km de profundidad. Se realizaron diversas pruebas con el modelo inicial homogéneo, en general se hicieron pruebas con 100 y 10 Ohm-m.

Tabla IV. Longitud del perfil y número de celdas utilizadas en el modelo de inversión Gauss-Newton.

	Perfil Norte	Perfil Sur
Longitud	55 km	65 km
Gauss-Newton	Celdas	Celdas
Somero	33x61	38x60
Profundo	33x65	38x65

III.4.1. Curva L

El factor de regularización τ liga los términos de la ecuación (26), mientras más pequeño sea su valor menor peso se le dará a la suavidad del modelo y se obtendrá mayor ajuste a los datos, si es grande, la suavidad será más importante que el ajuste. El residual (*res*) es la diferencia entre los datos observados y los calculados:

$$\begin{aligned}
 res &= \log\left(\frac{\rho_{obs}}{\rho_{cal}}\right) && \text{resistividad} \\
 res &= \phi_{obs} - \phi_{cal} && \text{fase}
 \end{aligned}
 \tag{31}$$

El *rms* es la raíz media cuadrática de los residuales ponderados por la incertidumbre de los datos (σ).

$$rms = \frac{1}{\sigma} \sqrt{\frac{1}{n} \sum (res)^2} \quad (32)$$

La rugosidad se calcula como:

$$Rugosidad = \|L(m - m_0)\|^2 \quad (33)$$

Para encontrar el equilibrio entre suavidad y ajuste se calculan varias soluciones con distintos valores de τ , se recurre a una gráfica de rms contra rugosidad obtenidas en cada solución. Esta curva es conocida como *curva L* (Hansen, 1994). De esta gráfica se obtiene el modelo óptimo, que es aquel que tiene un mejor balance entre rugosidad y ajuste, generalmente queda en el vértice de la *curva L*. Para construir la curva “L” que se muestra en la Figura 33 se realizaron inversiones con distintos valores de τ , utilizando tanto los datos SE-PA como las respuestas TE-TM. Para la función de respuesta SE-PA se utilizaron 13 valores del parámetro de regularización τ (puntos verdes), mientras que para los datos TE-TM (puntos morados) se utilizaron 11 valores de τ .

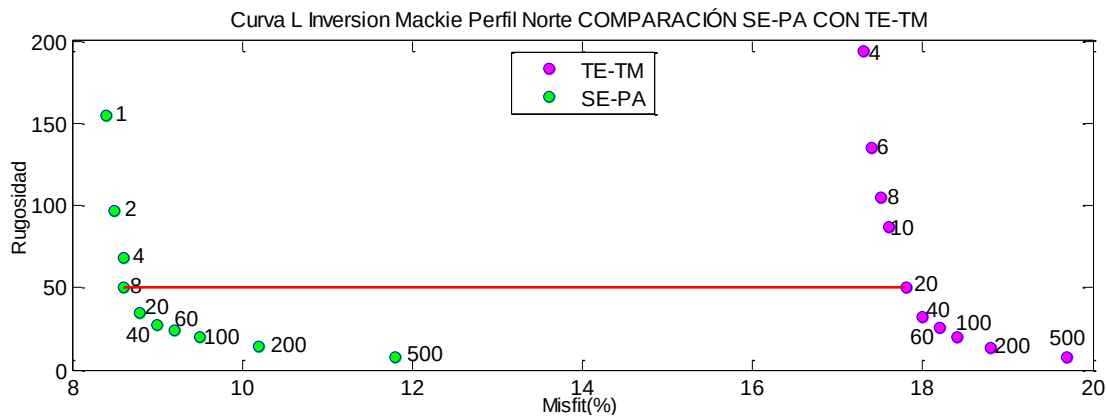


Figura 33. Curva L del Perfil Norte Somero para dos funciones de respuesta SE-PA, TE-TM y diversos parámetros de regularización.

Para elegir un modelo con un parámetro de regularización adecuado se realizó una comparación de los valores de rugosidad ya que existe una diferencia entre los ajustes de casi 10% según se utilicen datos SE-PA o TE-TM. Para los datos SE-PA

se eligió el $\tau = 8$ con un rms de 8.6% y una rugosidad de 50.1. Para los datos TE-TM se eligió el valor de $\tau = 20$ con un rms=17.8% y rugosidad de 50.1.

Se realizó un análisis de los modelos según el número de iteración y el cambio entre cada iteración (después de haber elegido el valor de τ de la “curva L”). Primero se graficó el número de iteración contra rms, para saber el número necesario de iteraciones para la convergencia del modelo. En la Figura 34b se observa una convergencia desde la iteración 16, sin embargo al revisar el modelo después de 16 iteraciones el modelo es distinto, y el valor de rugosidad aumenta considerablemente. Para observar cómo cambia el rms y la rugosidad, se graficó el valor de rugosidad contra el número de iteración y la rugosidad contra el rms. Se observó que los valores de rugosidad y rms disminuyen conforme se incrementa el número de iteración, pero llega una iteración en la cual el rms sigue disminuyendo y la rugosidad vuelve a aumentar (Figura 34a), lo que genera nuevamente cambios en el modelo final.

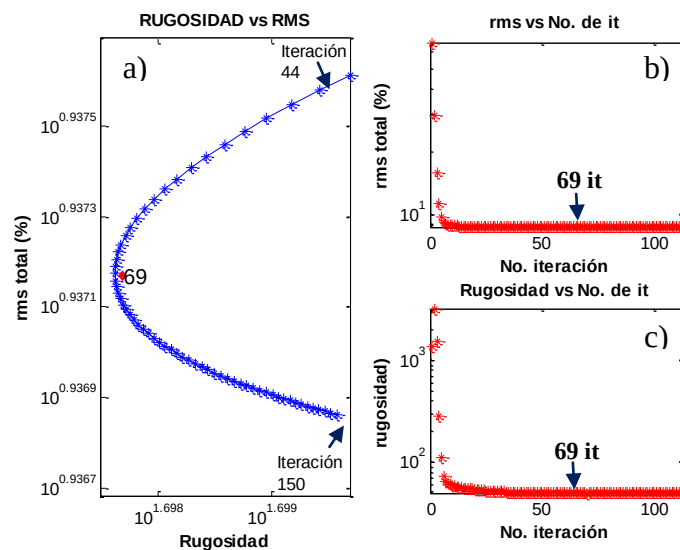


Figura 34. Gráfica de evolución a) rugosidad vs rms total. b) rms contra No. Iteración. c) rugosidad vs No. Iteración.

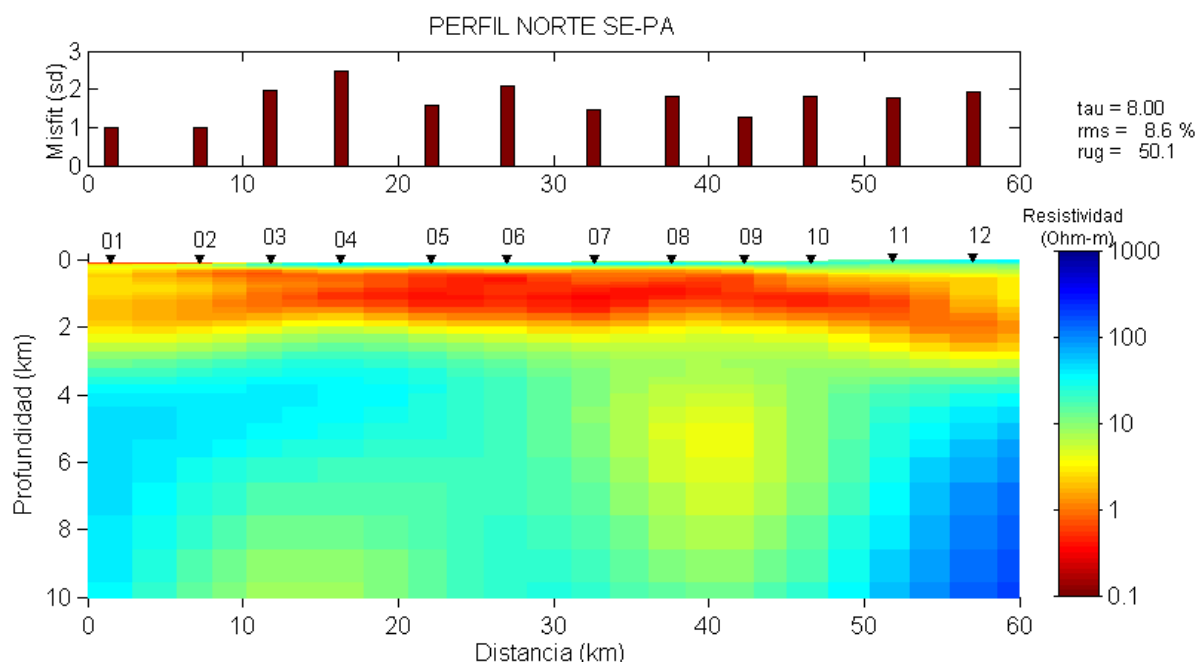


Figura 35. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Norte. Función de respuesta Serie-Paralelo. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd), en donde una sd corresponde al 5%. Modelo final con 113 iteraciones, $\tau=8$.

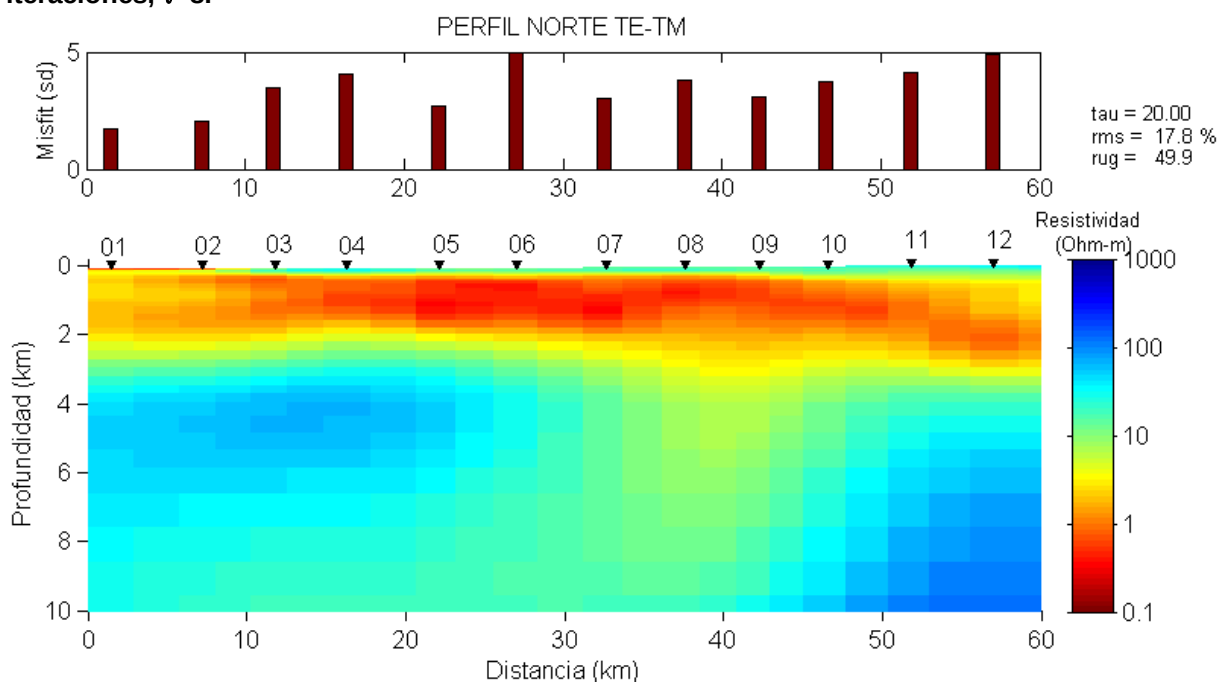


Figura 36. Modelo geoelectrico Somero del Perfil Norte. Función de respuesta TE-TM obtenidos con la descomposición Groom y Bailey. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd). Con 128 iteraciones, modelo inicial homogéneo 100 Ohm-m, $\tau=20$.

Para elegir el número de iteraciones que se utilizarían en la inversión se analizaron los modelos finales con este tipo de gráficas y se utilizó la iteración en la existiera un valor mínimo de rugosidad como se observa en el punto la iteración 69 indicada en la Figura 34a. Cabe indicar que no en todos los casos se observó este comportamiento, en algunos, la rugosidad siempre decrece con el número iteraciones, tal es el caso del Perfil Sur. Los modelos obtenidos siguiendo este criterio se observan en las Figura 35 y 36, como se puede observar presentan gran similitud entre ellas.

Para la función de respuesta SE-PA (Figura 38) se eligió el $\tau=10$ con un rms=14 y una rugosidad de 101.3, para la TE-TM (Figura 39) se eligió el $\tau=15$ con un rms igual a 19.1 y una rugosidad de 101. Después de elegir el valor del τ óptimo se procedió a buscar la mejor iteración encontrando el mismo comportamiento que en los modelos del Perfil Norte. Para los datos SE-PA se realizaron 238 iteraciones, mientras para la TE-TM se realizaron 95. Como se puede observar, ambas figuras presentan gran similitud, su interpretación se realizará en el capítulo siguiente.

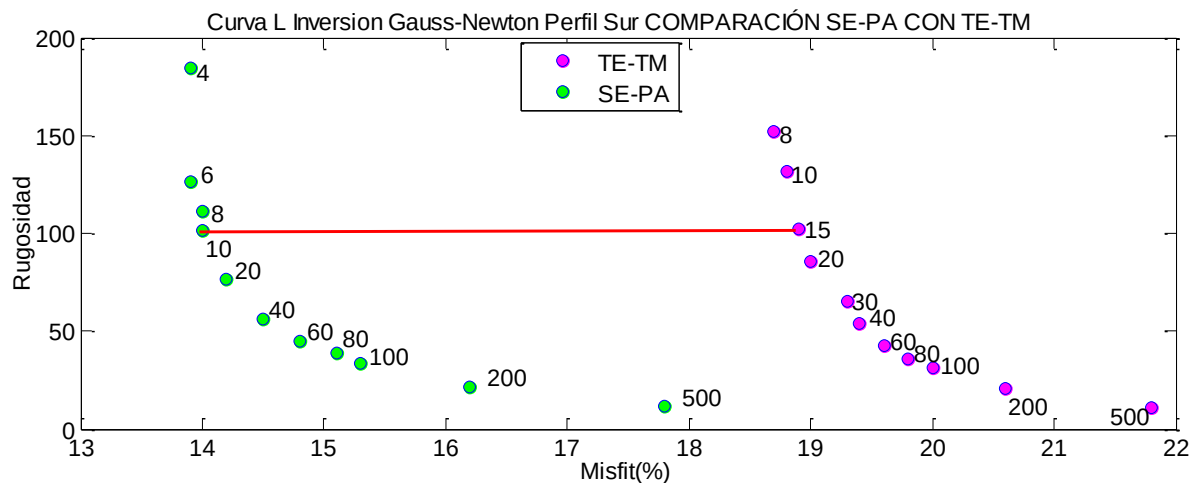


Figura 37. Curva L del Perfil Sur Somero para dos funciones de respuesta SE-PA, TE-TM y diversos valores τ de regularización.

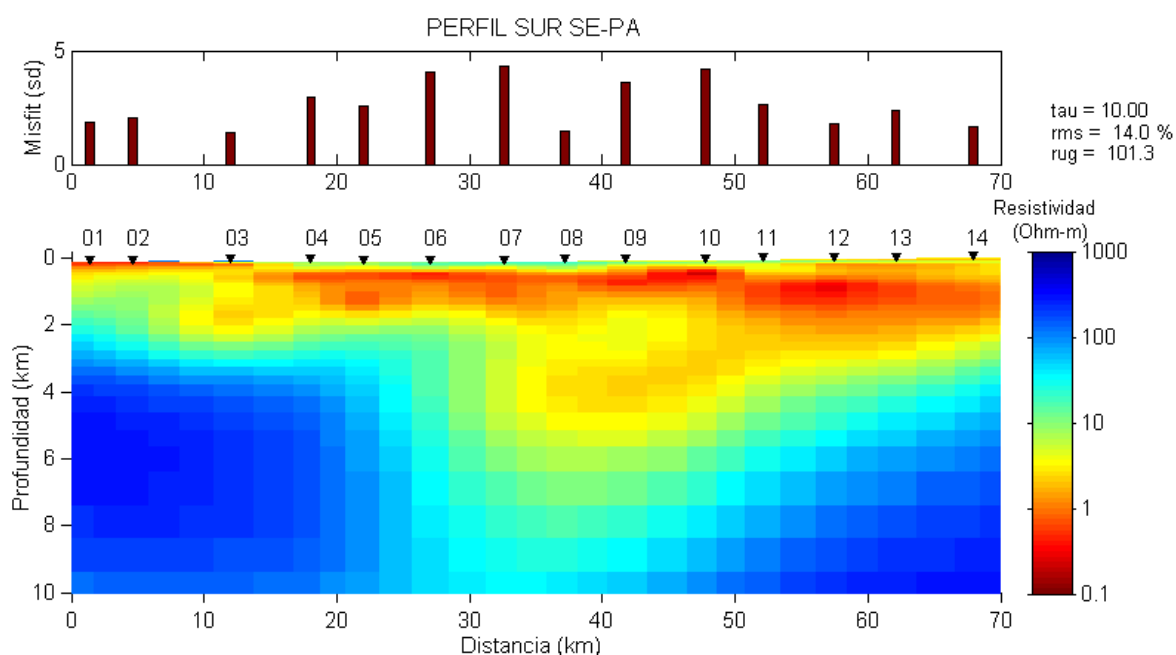


Figura 38. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta Serie-Paralelo. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd) en donde una sd corresponde al 5%. Modelo homogéneo 100 Ohm-m, 238 it.

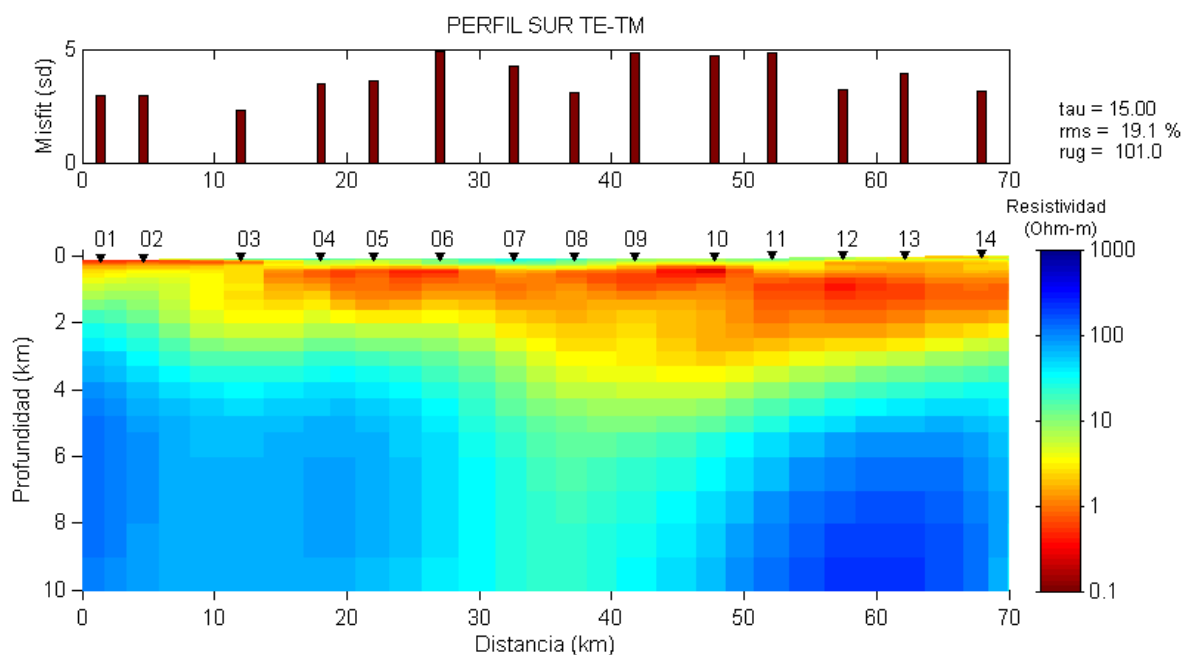


Figura 39. Modelo geoelectrico somero para el Perfil Sur. Función de respuesta TE-TM obtenidos con la descomposición Groom y Bailey. Las barras de error muestran los desajustes obtenidos en cada sitio en desviaciones estándar (sd) en donde una sd corresponde al 5%, 95 iteraciones, modelo inicial 100 Ohm-m.

La Figura 37 corresponde a la comparación de la curva L obtenida para el Perfil Sur con las dos funciones de respuesta (TE-TM y SE-PA), en este caso la comparación entre valores de τ se realizó en función de la rugosidad, como se puede observar los valores de rms aumentan aproximadamente 5 unidades en la función de respuesta TE-TM comparados con los correspondientes datos SE-PA.

III.5. Discusión

Para invertir las funciones de respuesta SE-PA se utilizaron las versiones de inversión Occam y Gauss Newton modificadas (Esparza *et al.*, 2002; Romo, 2011). El ajuste obtenido con ambos conjuntos de datos y con ambas técnicas de inversión (Occam y Gauss-Newton) es aceptable, señalando que para las funciones de respuesta SE-PA son mejores los ajustes a veces por varios órdenes de magnitud. Esto se debe probablemente a que las curvas de los datos SE-PA están más juntas entre sí, comparadas con las correspondientes TE-TM debido a que implícitamente estas curvas (las TE-TM) son una especie de promedio de los cuatro elementos del tensor. El sondeo CS-07 del Perfil Sur. En los datos TE-TM se multiplicó por un factor de corrección estática¹ en la inversión Gauss-Newton, ya que ambas curvas observadas estaban muy separadas y el modelo no podía ajustarlas.

Los modelos someros obtenidos para ambos perfiles con los dos tipos de datos y con ambos tipos de inversión presentan estructuras similares.

¹ Correccion estatica: Las curvas de resistividad aparente pueden estar afectadas por un corrimiento vertical (corrimiento estático) debido al efecto galvánico causado por la acumulación de cargas eléctricas en las interfaces de inhomogeneidades locales o desniveles topográficos (Simpson y Bahr, 2005).

Algunas variaciones se presentan en la profundidad de los conductores, la inversión Gauss-Newton tiene una amplia gama de modelos (por cada parámetro de regularización) pero requiere mucho tiempo de cómputo, al contrario de la inversión tipo Occam que presenta muchas ventajas en el ajuste de datos y tiempo de cómputo pero los modelos son restringidos al multiplicador de Lagrange que minimiza el rms en cada iteración, sin embargo esto solo garantiza un buen ajuste y no un modelo geológicamente plausible. En general, encontramos que usando la inversión Gauss-Newton es más fácil encontrar un modelo que ajusta los datos y que al mismo tiempo sea geológicamente aceptable.

Las diferencias que se han encontrado entre los modelos SE-PA y TE-TM deben explicarse por diferencias inherentes a las funciones de respuesta, como puede ser su distinta sensibilidad a los efectos 3-D.

De los dos métodos utilizados para obtener información del tensor de impedancia la transformación Serie y Paralelo es la que presenta mejores resultados ya que implícitamente representa un promediado de los datos y generalmente presenta un mejor ajuste por tener ambas curvas (Serie y Paralelo) más cercanas una de otra. En cambio las resistividades calculadas a partir de la descomposición Groom y Bailey (TE-TM) producen curvas más separadas entre sí, lo que posiblemente dificulta el ajuste de ambas.

Capítulo IV.

Integración e interpretación geofísica

IV.1. Cuenca sedimentaria

La cuenca La Purísima es denominada cuenca de ante-arco ya que se generó entre la trinchera y el arco-volcánico durante el proceso de subducción de la placa Farallón bajo la placa Pacífico. Tiene gran interés debido al gran espesor de sedimentos acumulados desde el Mesozoico.

IV.1.1. Perfil Norte

Los modelos obtenidos a partir de las inversiones tipo Occam y Gauss-Newton usando las funciones de respuesta SE-PA y TE-TM son agrupados en la Figura 40. Como se puede observar, los 5 modelos (cuatro de inversión 2D (a, b, c, d) y uno de 1D (e)) presentan gran similitud en la distribución de los valores de resistividad. Para tener una idea más clara de la similitud de los modelos se realizó una separación de unidades geoelectricas. En el Perfil Norte Somero se presentan cinco unidades que se describen a continuación.

En la cima de la sección, al este del perfil se observan resistividades de 10 a 30 Ohm-m, estas resistividades son observables a partir del sondeo CN-03 hasta el extremo oriental del perfil, con un espesor aproximado de 250 m (unidad A). La siguiente unidad (B) es asociada a la cuenca sedimentaria, los valores de resistividad son de 0.5 a 5 Ohm-m, el espesor de esta unidad es de 2700 m en promedio, adelgazándose al centro del perfil. La unidad C se observa en los cinco modelos, se presenta como una zona de baja resistividad (5-7 Ohm-m) sin embargo su forma es algo distinta en cada modelo, el modelo que difiere más es la inversión Gauss-Newton con datos Serie-Paralelo (Figura 40b) en donde se

presenta la imagen de un conductor desplazado en profundidad aproximadamente 1 km y separado del conductor de la unidad anterior.

La unidad D se presenta en la base de la sección con valores de resistividad de 20 a 100 Ohm-m. Esta unidad también presenta variaciones en cada uno de los modelos obtenidos, los datos SE-PA tienen un conductor en la base del perfil bajo los sondeos 2 al 4.

La unidad E tiene un valor de resistividad de aproximadamente 150 Ohm-m y se observa solo en el extremo oriental y al fondo de los modelos 2D (Figuras 40 a, b, c y d) en la inversión 1D no se observa (Figura 40e).

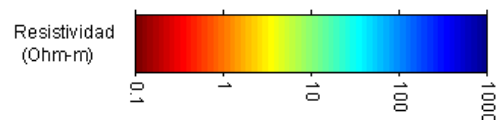
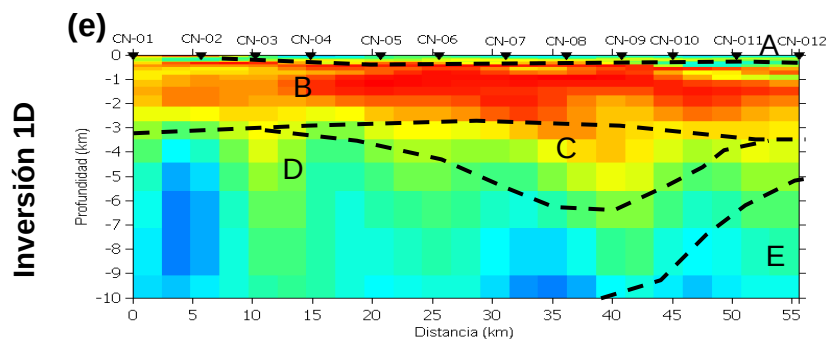
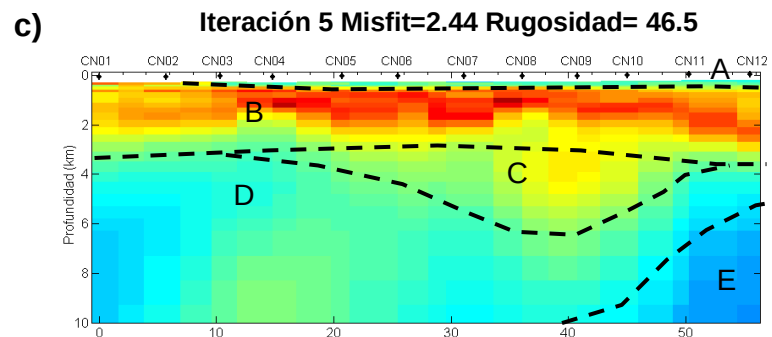
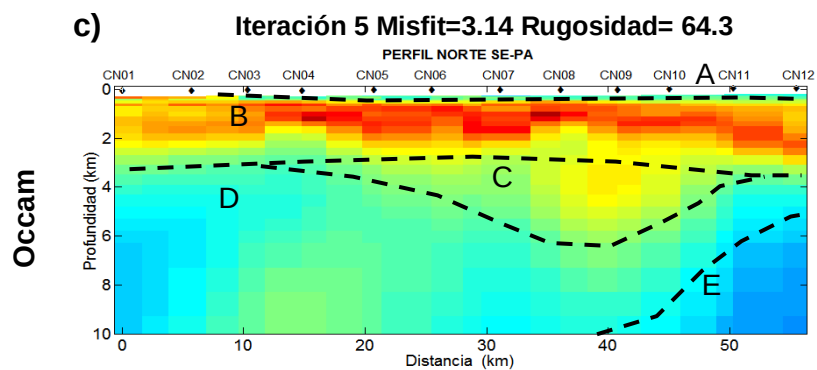
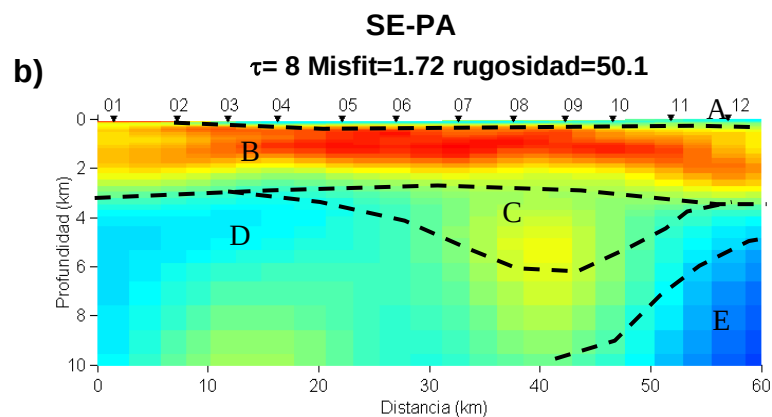
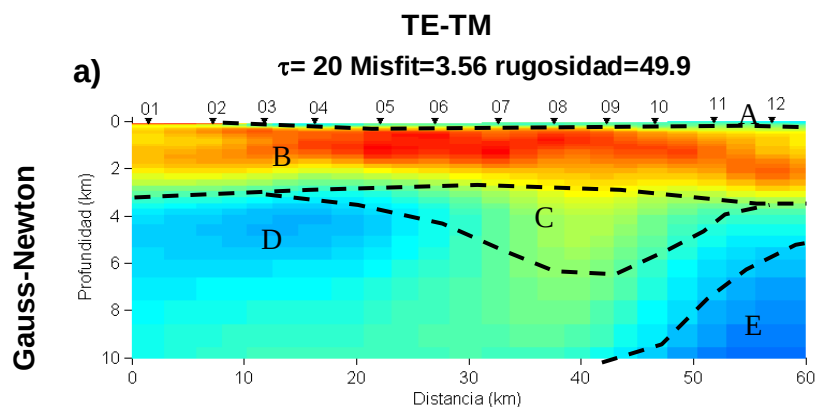


Figura 40. Modelos geoelectricos someros del Perfil Norte. (a) TE-TM con inversión Gauss-Newton. (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton. (c) SE-PA con inversión tipo Occam. (d) TE-TM con inversión tipo Occam. (e) SE-PA con inversión tipo Occam. (f) Determinante del tensor con inversión 1D (interpolado a 2D).

IV.1.2. Perfil Sur

Al igual que en el Perfil Norte se generaron cinco modelos geoelectricos a partir de las inversiones tipo Occam y Gauss-Newton, utilizando las funciones de respuesta SE-PA y TE-TM (Figura 41). Estos modelos solo tienen tres unidades geoelectricas principales, la A en superficie que presenta resistividades medias a bajas (8-22 Ohm-m) y solo está presente en los sondeos CS-03 al CS-11, con un espesor aproximado de 120 m. La unidad B es de resistividades bajas que van de 0.5 a 6 Ohm-m, estas resistividades se asocian a los sedimentos que rellenan la cuenca. La estructura del conductor es muy similar en todos los modelos, al inicio del perfil la profundidad comienza en 2 km, entre los sondeos CS-05 al 07 hay un cambio abrupto y se profundiza hasta llegar a los 5 km en el centro del perfil, hacia el este nuevamente se reduce su espesor. La base del modelo tiene resistividades de 30 a 500 ohm-m que se asocian al basamento de la cuenca.

Pensamos que el conductor observado en los dos Perfiles (Norte y Sur) está asociado a la cuenca sedimentaria (unidad B), en el Norte este conductor se divide en dos unidades claras separado por una zona de resistividad media a baja (Unidad C), y se encuentra localizado bajo los sondeos CN-08 y 09, alineándose al sur con la zona más profunda del conductor del Perfil Sur (CS-07 al 10). La estructura de resistividad bajo este conductor (basamento) difiere en los modelos encontrados para el Perfil Norte y Sur. En el Norte el basamento parece estar representado por la unidad E que aparece solamente en el oriente del perfil, mientras que en el Sur, se asocia a la unidad C que parece estar dividida en su parte central por una zona relativamente más conductora.

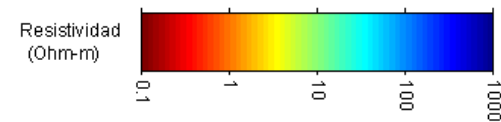
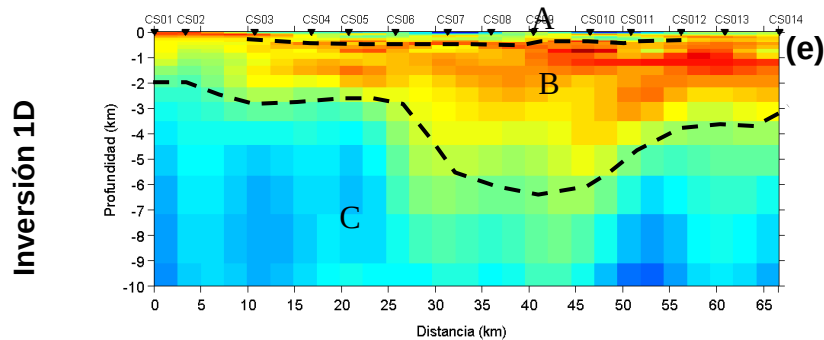
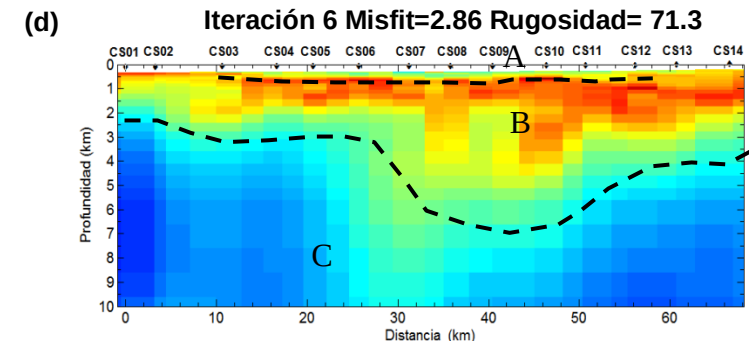
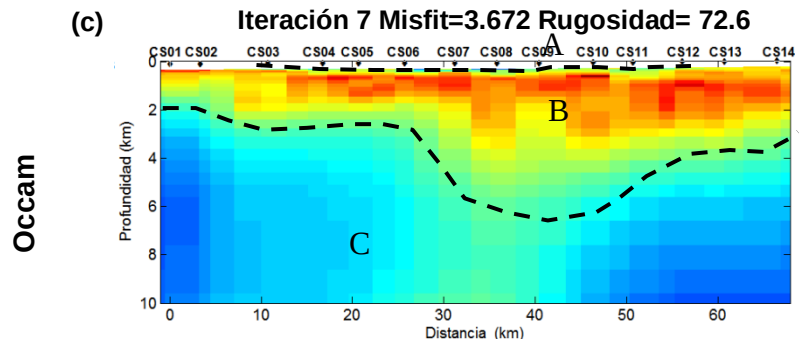
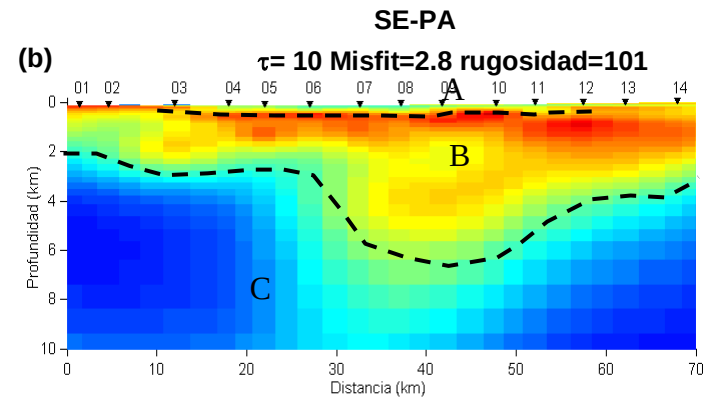
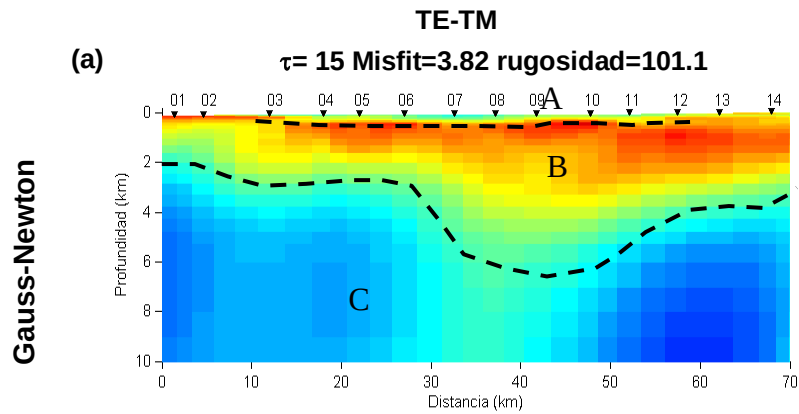


Figura 41. Modelos geoelectricos someros del Perfil Sur. (a) TE-TM con inversión Gauss-Newton (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton (c) TE-TM con inversión tipo Occam (d) SE-PA con inversión tipo Occam. (e) Determinante del tensor con inversión 1D (interpolado a 2D).

IV.2. Validación de modelos

Para la interpretación geofísica y geológica se utilizaron modelos obtenidos con la inversión Gauss-Newton de los datos SE-PA para un parámetro de regularización $\tau=10$ en el Perfil Norte y $\tau=8$ para el Sur, los cuales presentan un rms menor a 14% y son relativamente suaves. Se utilizó la información obtenida por Pemex en los años 70's, consistentes en pozos exploratorios y líneas de reflexión sísmica. Como parte de un convenio de colaboración PEMEX-CICESE se reinterpretaron varias líneas sísmicas y se analizaron los registros geofísicos realizados en los pozos (Gonzalez Escobar, 2011; Martín Barajas y Pacheco Romero, 2011). En la cuenca La Purísima utilizamos 3 pozos y dos líneas sísmicas que coinciden con los perfiles MT interpretados en este trabajo.

IV.2.1. Integración de geología (Información de pozos)

Los pozos P1, P2, y P3, se localizan cerca de los sondeos CN-02, CS-03 y CS-07 en los Perfiles Norte y Sur respectivamente, ninguno presentó manifestaciones de hidrocarburos. Los pozos P2, y P3 alcanzaron 2500 y 2657 m de profundidad respectivamente, cortaron en su totalidad rocas sedimentarias, por su parte el P1 alcanzó 3762 m de profundidad y cortó en su base un pórfido andesítico alterado. A continuación se presenta un resumen de las unidades geológicas encontradas en los pozos, después de la reinterpretación realizada en el Departamento de Geología de CICESE (Martín Barajas y Pacheco Romero, 2011).

Formación Alisitos

La formación Alisitos es del Cretácico Inferior (García Domínguez, 1976), son rocas de origen volcánico y sedimentario marino. Se encontró en la base del pozo P1 y la parte volcánica es representada por un pórfido andesítico alterado, la parte marina de este grupo está representada por caliza de bioclastos "Packstone" densa.

Formación Valle

La Formación Valle es de Edad Cretácico Superior (García Domínguez, 1976), fue depositada en un ambiente marino. Se encuentra en los tres pozos, en el pozo P1 se observan intercalaciones de lutita, limolita y arenisca gris de grano muy fino a fino, con trazas de bentonita y caliza, se localizó en la base del pozo P2 está constituida por intercalaciones de lutita con limolita que hacia la base cambia a arenisca de grano fino a medio. Finalmente en el pozo P3 está representada por lutita semidura con intercalaciones de limolita ligeramente calcárea con intercalaciones de conglomerados y areniscas.

Formación Santo Domingo

Edad Paleoceno-Eoceno, no se presenta en el pozo P1, en el pozo P2 y P3 tienen dos unidades, la inferior presente en los dos pozos, en el P2 son lutitas calcáreas con intercalaciones de conglomerados de rocas ígneas y capas de areniscas de grano fino. En el P3 son lutitas calcáreas e intercalaciones de caliza y limolita calcárea, en la base es un conglomerado de rocas ígneas e intercalaciones de lutita. La unidad superior solo se observó en el pozo P3 y es representada por arenas cuarzosas con intercalaciones de lutita.

Formación Tepetate

Representa una sedimentación marina, de edad Paleoceno-Eoceno. Esta Formación solo se localiza en los pozos P1 y P2. En el pozo P1 se encuentra en la parte superior, caracterizada por arenisca de grano medio a grueso, grada a un conglomerado polimíctico compuesto de clastos y ceniza volcánica. En el P2 subyace y sobreyace a la Formación Santo Domingo, en la primera parte es un conglomerado de clastos redondeados, rocas ígneas (andesita) con matriz arenosa calcárea. En la parte superior está representada por lutita arenosa con intercalaciones de arenisca.

Formación Monterrey

Se observa en los pozos P2 y P3 es representada por lutita arenosa y arenisca con intercalaciones de lutita respectivamente.

Registros Geofísicos de pozo

Los pozos del Perfil Sur, P2 y P3, tienen cuatro registros geofísicos, LT (lateral), SN (normal corta) LN (normal Larga) y SP (potencial espontaneo), las unidades de los tres primeros son Ohm-m y del último son mV (mili-volts). El pozo P1 tiene cinco registros geofísicos, dos de resistividad ILD (Induction Deep Resistivity) y SN, sus unidades son Ohm-m, SP (Potencial espontaneo), RG (rayo gama) y DT (Delta T).

Se utilizó la información contenida en los registros eléctricos, ya que sus unidades son comparables con los modelos geoeléctricos (Ohm-m). Para el Perfil Norte (pozo P1) se graficó el registro geofísico ILD y SN (Figura 42). Para el Sur (pozos P2 y P3) se utilizaron los registros LN, y SN (Figura 43). La integración de la información obtenida de estos pozos añade a los modelos obtenidos datos independientes que ayudan a una mejor interpretación geológica de los mismos.

IV.2.2. Sísmica de reflexión

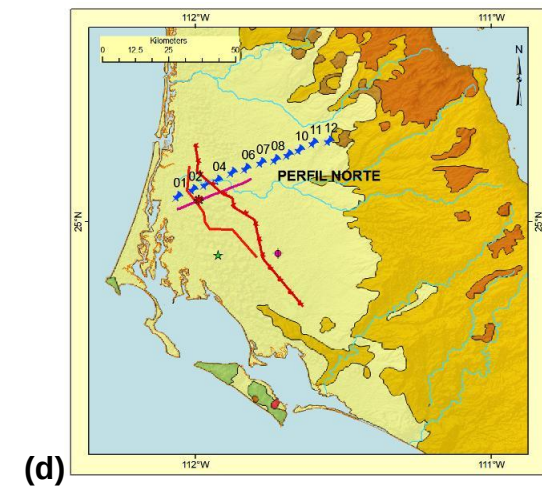
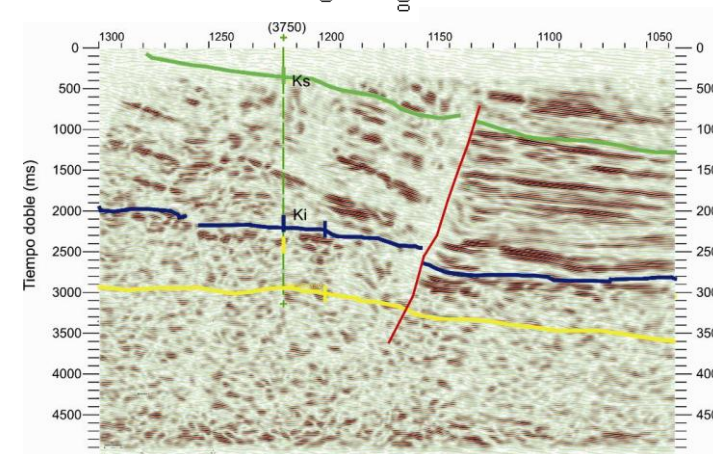
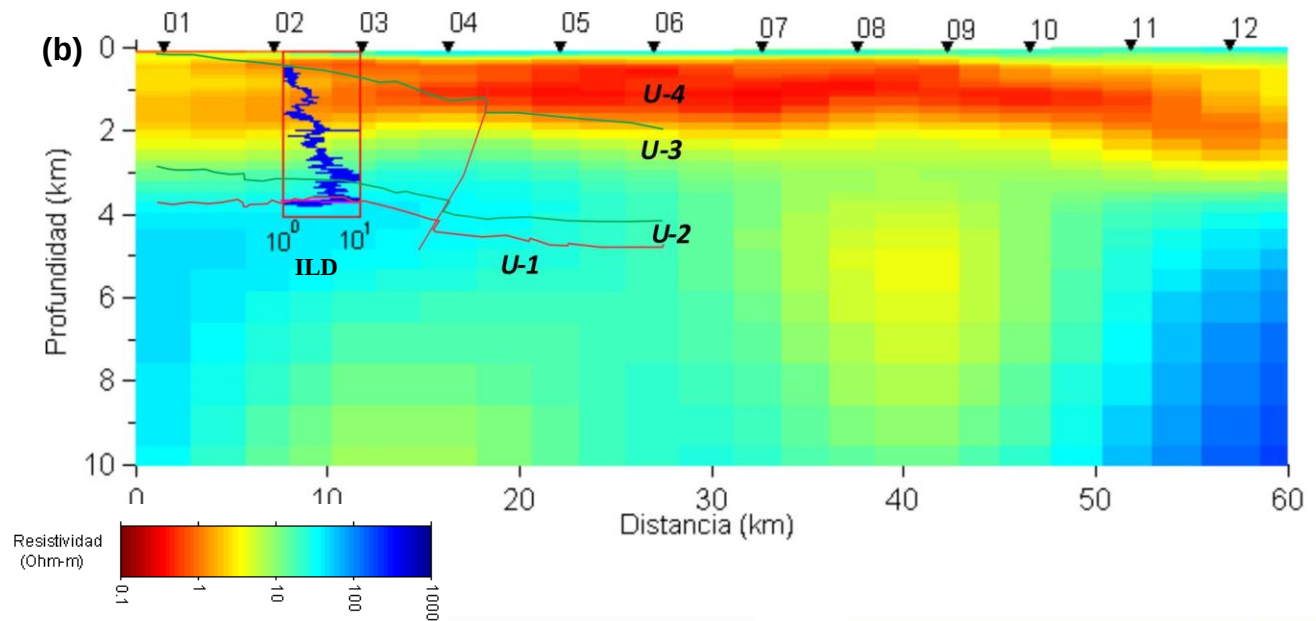
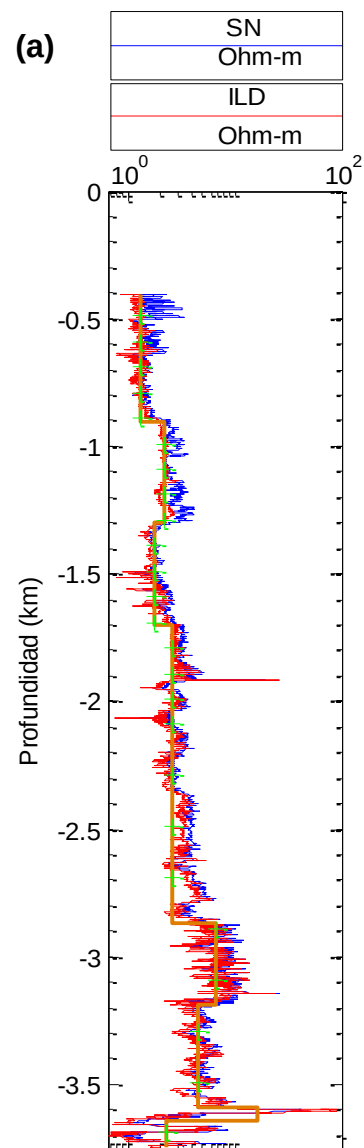
De la interpretación de la línea sísmica S1 y con la correlación con el Pozo P1, se identificaron cuatro horizontes sísmicos de las siguientes edades: Eoceno, Paleoceno, Cretácico Superior e Inferior (Gonzalez Escobar, 2011). Con esta interpretación también se definió una falla inversa que corta la sección sísmica (Figura 42), esta línea tiene una longitud de 28 km.

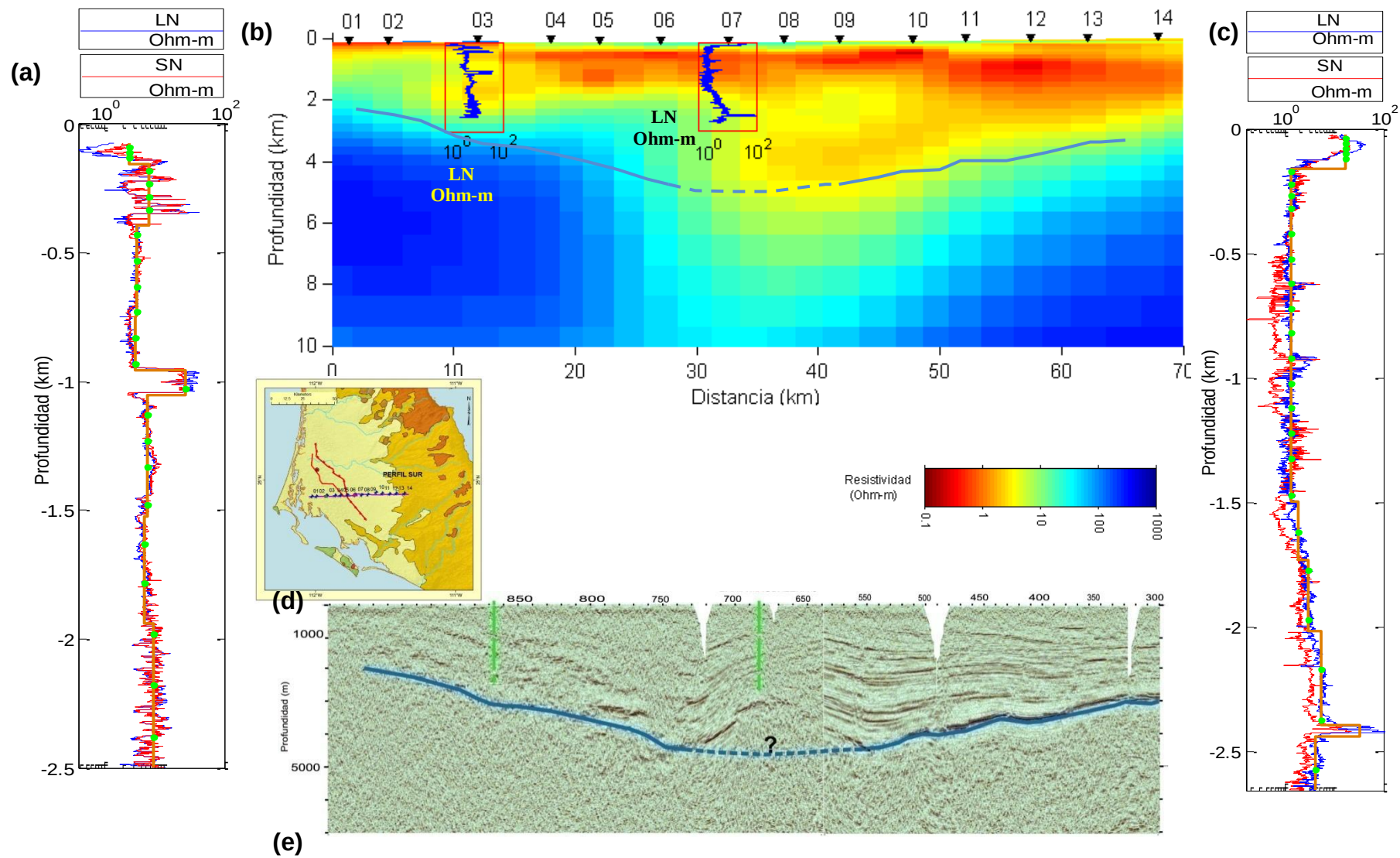
La línea sísmica que cubre el Perfil Sur (S2) está integrada por dos líneas, su longitud total es de 75 km y está convertida a profundidad. El empalme de estas líneas no es del todo confiable ya que al centro de la línea se observa una estructura que no se presenta en otro método geofísico empleado en esta zona (incluyendo el presente estudio), al parecer se debe a un efecto en la unión y

geometría de ambas líneas (González Escobar, comunicación personal). Sin embargo, la información del último reflector visible (basamento acústico, línea azul) en los extremos de la línea, es de utilidad para compararla a profundidad con las secciones geoelectricas obtenidas (Figura 43d).

Figura 42. a) Registros de pozo P1, la línea azul indica la curva de resistividad Normal corta, la línea roja el registro ILD (inducción electromagnética) la línea naranja indica el promedio de las unidades geoelectricas en que se dividió el registro, b) Modelo geoelectrico somero del Perfil Norte en el cual se proyecta el registro ILD del pozo P1 y los cuatro horizontes sísmicos encontrados en la Línea sísmica S1, c) Línea sísmica S1 en tiempo doble con el pozo P1. Tomado de González-Escobar et al 2010, d) ubicación del Perfil. Norte en el mapa geológico de la zona, línea magenta, localización de sección sísmica S1, líneas rojas indican dos fallas interpretadas a partir de las líneas sísmicas.

Figura 43. a) y c) Registros de pozo P1 y P2 respectivamente, la línea azul y roja indican la curva de resistividad normal larga y normal corta, las unidades son Ohm-m, la línea naranja indica el promedio de las unidades geoelectricas en que se dividió el registro. b) Modelo geoelectrico somero del Perfil Sur con los dos registros de pozos, la línea azul indica el último reflector visible en la sección sísmica. d) Ubicación del Perfil Sur en el mapa geológico de la zona, líneas magenta, localización de sección sísmica S2, líneas rojas indican dos fallas interpretadas a partir de las líneas sísmicas. e) Línea sísmica S2 en profundidad la línea azul continua indica el último reflector visible en la sección, la discontinua indica una estructura efecto de la unión y geometría de las líneas sísmicas. (González-Escobar, comunicación personal).





IV.2.3. Modelos Constreñidos

Al comparar el valor de resistividad del registro geofísico con los modelos geoeléctricos obtenidos, se observó que existen variaciones importantes y discutibles. El pozo P1 corta en la base una caliza de 100 m de espesor de alta resistividad (80 Ohm-m), bajo de ésta unidad se encuentra un pórfido andesítico de baja resistividad (5 a 10 Ohm-m) ambos asociados al grupo Alisitos, geológicamente se espera que esta unidad sea de mayor espesor, ya que se formó durante el Arco Alisitos, su ambiente de depósito fue marino por lo que es una secuencia vulcano-sedimentaria es decir con intercalaciones de material volcánico y sedimentario (resistividades altas y bajas), por otro lado el modelo geoeléctrico obtenido presenta resistividades de ~ 40 Ohm-m. En el Perfil Sur se encontró menos variación entre las resistividades del pozo y las del modelo geoeléctrico.

El registro geofísico tiene una alta resolución vertical, los datos de resistividad se graban cada 0.15 m, en cambio en el modelo geoeléctrico la resolución depende de la malla de discretización (espesores de 10 m cerca de la superficie, incrementándose en profundidad hasta espesores de 200 m a 3 km de profundidad). Para integrar la información del pozo al modelo, los registros geofísicos se dividieron en unidades de resistividad y se realizó un promediado, esta información en profundidad se asignó a las celdas del modelo y se procedió a realizar la inversión fijando estas celdas con objeto de constreñir el modelo. Esto se hizo tanto para el Perfil Norte con la información del pozo P1, como para el Perfil Sur con la información del P2 y P3. Después de realizar este experimento se obtuvo la curva L para ambos perfiles. El modelo óptimo para el perfil Norte fue el del $\tau=8$ y para el Sur fue el $\tau=10$.

En el Perfil Norte las unidades A y E de la sección Figura 44 no presentan cambios en su estructura. Los cambios principales se presentan en la parte oeste del perfil, en la zona donde se fijaron las celdas del pozo, la zona conductora se

profundizó hasta 4 km, y se formó una nueva estructura con el conductor de la unidad C, este conductor se profundiza hasta 7 km. Finalmente la unidad D incrementa sus valores de resistividad y desaparece el pequeño conductor en la base del perfil localizado entre el km 10 y 20. La unidad D en este modelo geoelectrico se asocia al complejo ofiolítico que aflora en la Isla Margarita y en Bahía Magdalena. La unidad E debe estar asociada al basamento granítico. Según el reporte del pozo P1, en la base se encuentra la secuencia vulcano-sedimentaria del Grupo Alisitos, la parte sedimentaria está formada por una caliza de 100 m de espesor con resistividad de 80 Ohm-m (registro geofísico de pozo ILD) sin embargo la resolución del método MT no logra discriminar esta capa en el modelo geoelectrico, bajo esta capa se encuentra un pórfido andesítico de baja resistividad, el método MT detecta en promedio estas unidades, por lo que el Grupo Alisitos no se diferencia de las resistividades de la cuenca sedimentaria.

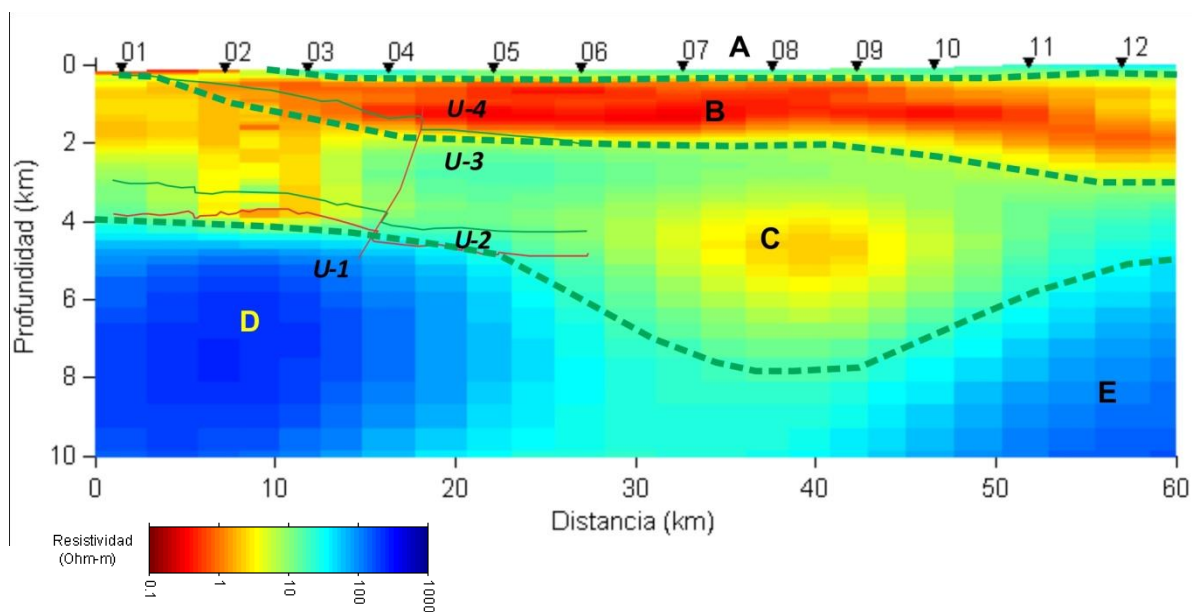


Figura 44. Modelo geoelectrico somero del Perfil Norte. Las líneas verdes son contactos inferidos de las unidades geológicas en los pozos y las unidades sísmicas de la línea S1. $\tau=8$, rugosidad=146, rms=9%.

Las unidades U-3 y U-4 encontradas con la sección sísmica en pozo son unidades sedimentarias correlacionadas con las Formaciones Valle, Tepetate, Santo Domingo, y la U-5 no se encontró en esta línea sísmica, sin embargo en los pozos P2 y P3 se localiza en la cima del pozo y se asocia con la Fm. Monterrey. Por ello esta unidad se puede asociar a la unidad geoelectrica A del modelo. Las unidades U-4 y U-3 se asocian a B y C del modelo geoelectrico.

El Perfil Sur sufre menos cambios en su estructura al constreñirlo con la información de los pozos P2 y P3. El cambio abrupto que se observaba entre los sondeos CS-05 a 07 se suavizó y la profundidad aumentó a ~7 km, bajo los sondeos CS-08 y 09. Siguiendo un análisis similar al realizado para el Perfil Norte, se subdividieron unidades con base en las unidades geológicas de los pozos y en la correlación con el Perfil Norte.

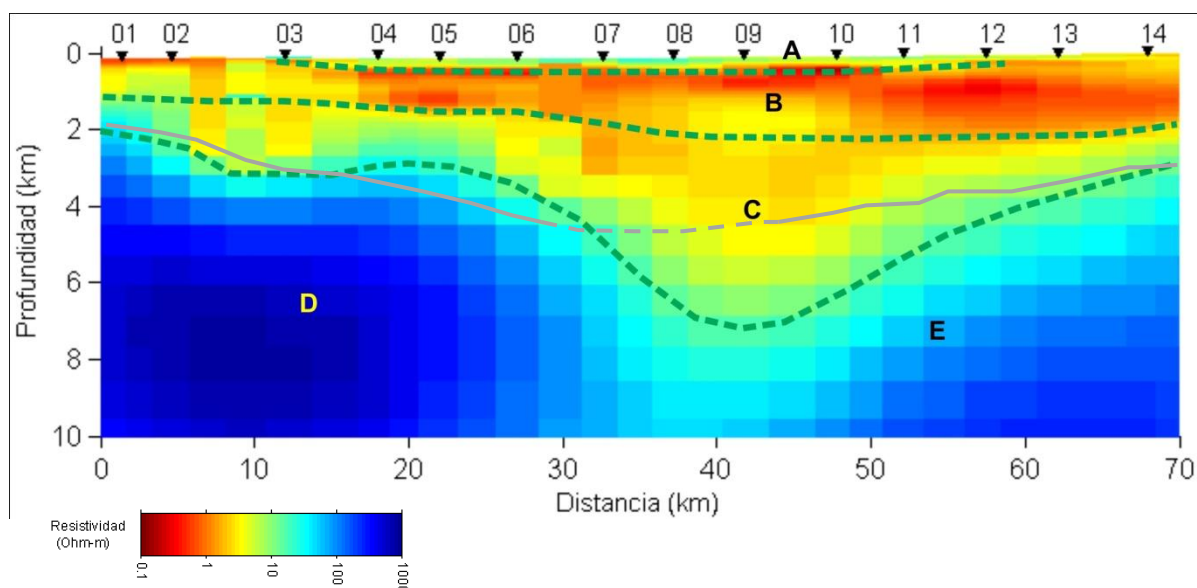


Figura 45. Modelo geoelectrico somero del Perfil Sur. Las líneas verdes son contactos inferidos de las unidades geológicas en los pozos, la línea gris es el basamento acústico inferido de la sección sísmica. $\tau=10$, rugosidad 467.1, rms=14.3%.

La unidad A puede corresponder a la Fm. Monterrey, con resistividades medias de (50 Ohm-m), subyaciendo está la unidad B cuyas resistividades disminuyen hacia el centro de la cuenca, según la litología encontrada en los pozos ésta pertenece a la Fm. Santo Domingo. La parte inferior de la cuenca se asocia a la unidad geoelectrica C, sus resistividades varían en un rango de 1 a 6 Ohm-m, estas unidades pueden estar correlacionadas con la Fm. Valle. Los pozos que se perforaron en esta zona cortaron al Grupo Alisitos, por lo que esta unidad no se puede identificar en el modelo geoelectrico. Al igual que en el Perfil Norte se espera que la unidad D esté asociada al Complejo Ofiolítico (esquistos verdes y azules expuesto en Isla Margarita y Magdalena) y la unidad E a rocas graníticas del Batolito Peninsular.

IV.2.4. Discusión

En el análisis de datos MT se emplearon dos técnicas de inversión y se usaron dos funciones de respuesta en la inversión. Las dos técnicas utilizadas para reducir el tensor de impedancia producen resultados similares, las curvas de resistividad aparente de ambas funciones de respuesta en general mantienen el mismo comportamiento, debido probablemente a que el medio tiene poca variación lateral. Los modelos resultantes son similares. Las discrepancias en los extremos de los modelos, podrían ser consecuencia de diferencias en los algoritmos de inversión utilizados. El modelo seleccionado fue el Gauss-Newton por ser el que entrega modelos más suaves y geológicamente plausibles, también porque en la búsqueda del modelo óptimo se analiza una cantidad mayor de modelos, así se pueden elegir el mejor entre más modelos. La inversión tipo Occam solo produce modelos con menor rms por iteración, por lo que no se puede explorar en todos los modelos estimados en cada iteración.

Del análisis de los modelos obtenidos antes de integrar la información de pozos, se puede concluir lo siguiente: Los modelos de ambos Perfiles (Norte y Sur) muestran una zona relativamente conductora (< 10 Ohm-m) hasta profundidades

de alrededor de 4 km a lo largo de todo el perfil, con excepción de una región bajo el sitio 09 en el Perfil Norte y bajo los sitios 08 y 09 del Perfil Sur, en donde la zona conductora se extiende hasta alrededor de 7 km de profundidad.

Las resistividades menores a 10 Ohm-m pueden asociarse con las rocas sedimentarias que rellenan la cuenca, mientras que la base resistiva (~100 Ohm-m) se asocia con el basamento de la cuenca. La región en donde la zona conductora llega a mayores profundidades es mucho más clara en el Perfil Sur, en donde tiene un ancho de alrededor de 20 km, mientras que en el Perfil Norte no es tan intensa y su ancho es de alrededor de 15 km. Esta zona anómala puede tener una explicación estructural, sin embargo esto debe apoyarse con los resultados de gravimetría y reflexión sísmica. En este sentido, la interpretación de estos perfiles de resistividad puede afinarse integrando información adicional, particularmente reflexión sísmica y litología de los pozos disponibles.

Al agregar información adicional, en este caso de resistividad eléctrica de los pozos P1, P2 y P3, los modelos cambian, se profundiza la zona de la cuenca sedimentaria y se amplía la profundidad en el Perfil Norte; en el Perfil Sur se redefine, suavizando un cambio abrupto de un medio resistivo a uno conductor en el centro del modelo.

Los estudios geológicos y geofísicos previamente realizados en la zona indican en la parte occidental de los perfiles el basamento podría ser el complejo ofiolítico que se presenta al oeste y que aflora en la Isla Margarita y Bahía Magdalena. En la parte oriental el basamento de la cuenca parece estar formado por rocas graníticas del batolito. En ambos modelos no se distingue diferencia entre los rangos de resistividad.

IV.3. Modelos profundos (Corteza inferior)

El método MT es uno de los más empleados para determinar la conductividad en la corteza superior e inferior. Diversos estudios (Frost y Bucher, 1994) revelan que existen varias causas para que se presenten zonas conductoras en la corteza profunda, entre las más importantes están:

- ✓ Percolación de agua superficial (agua meteórica, infiltración por gravedad ~10 km).
- ✓ Desgasificación del manto (solo en áreas con magmatismo activo)
- ✓ Agua de origen metamórfico
- ✓ Evolución de fluidos ígneos
- ✓ Agua tectónicamente transportada dentro de la corteza, restringidos áreas de tectónicamente activas.

La zona de estudio estuvo sometida a un proceso de subducción que cesó hace 12 Ma. Evidencias geológicas, geofísicas y geoquímicas (ver capítulo 1) permiten inferir la presencia del remanente de la placa oceánica subducida. Romo (2002) encuentra una anomalía conductora de 20 a 40 km de profundidad, que puede estar asociada a fluidos liberados por la placa subducida. En los perfiles profundos de MT se espera encontrar evidencias de un conductor que se puede asociar a fluidos liberados por fragmentos de la placa Farallón. La placa oceánica se espera que sea de alta resistividad por estar constituida por basalto impermeable, sin embargo al subducirse debe acarrear volúmenes considerables de fluidos, los cuales migrarían hacia la superficie y generarían una anomalía conductora por encima de la placa misma. En los modelos profundos se utilizaron todos los periodos, el más largo que se registró fue de 640 s. Estos modelos se discretizaron con menor detalle en los primeros kilómetros para tener más detalle en la parte profunda.

IV.3.1. Perfil Norte

Al igual que los perfiles someros, se utilizaron dos tipos de inversión (Gauss-Newton y Occam), para dos tipos de datos, SE-PA y TE-TM. Para las inversiones Gauss-Newton se utilizaron distintos valores de τ para construir una curva L, la comparación entre métodos de inversión se realizó por valores de rugosidad y se eligió el τ óptimo. Para los datos TE-TM el modelo óptimo fue con un valor $\tau=20$, se obtuvo un rms=14.8% y una rugosidad de 6.5. Para los datos SE-PA el modelo óptimo se encontró con un parámetro de regularización $\tau=8$, un rms=8.6% y una rugosidad de 50.1. Para ambos tipos de datos realizaron 10 iteraciones con la inversión Occam, se eligió la iteración 4 para los modos TE-TM con un rms de 2.97 y una rugosidad=62, para los datos SE-PA la iteración 6, el misfit es de 1.73% y la rugosidad de 44.3. Se utilizó el mismo criterio que en los modelos someros (estructuras similares). Los datos SE-PA generan un valor de rms menor que su similar TE-TM.

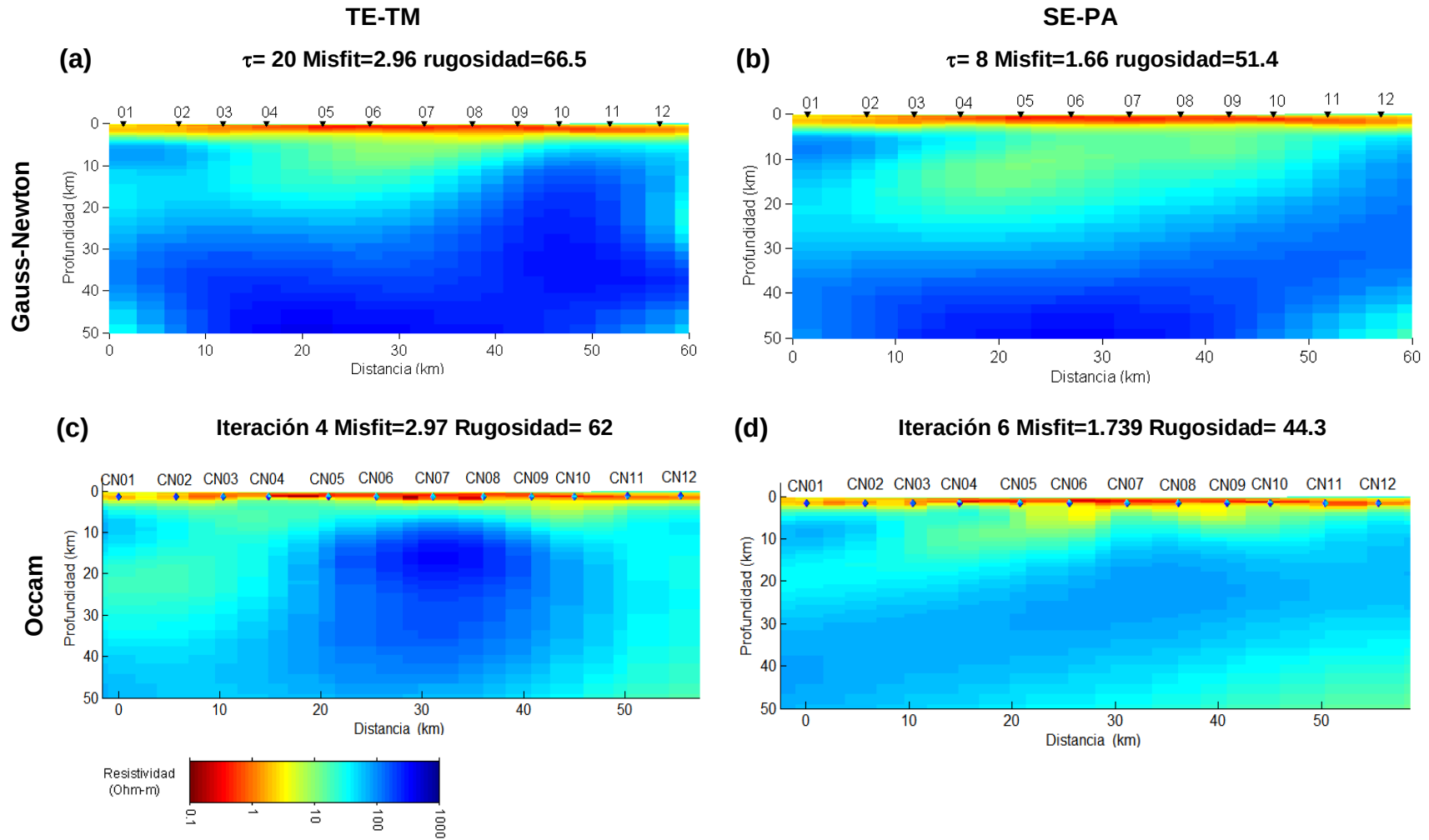


Figura 46. Modelos geoelectricos profundos para el Perfil Norte. (a) TE-TM con inversión Gauss-Newton (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton (c) TE-TM con inversión tipo Occam (d) SE-PA con inversión tipo Occam.

En los cuatro modelos mostrados en la Figura 46 se observa un conductor asociado a la cuenca sedimentaria. En la parte inferior del modelo, a diferencia de los someros, todos presentan estructuras distintas. En las inversiones Gauss-Newton se observa una estructura de media a baja resistividad que se extiende en el modelo TE-TM a 20 km de profundidad bajo los sondeos CN-03 al 08 (Figura 46a), en cambio en el modelo SE-PA este conductor profundiza a 25 km y se extiende desde el sondeo CN-02 al CN-08 (Figura 46b). En los modelos obtenidos de la inversión Occam con datos TE-TM este conductor no aparece en el centro del perfil, se distribuye al inicio del perfil bajo los sondeos CN-01 al CN-03 y al final del perfil bajo los sondeos CN-11 y CN-12 (Figura 46c). Finalmente con la función de respuesta SE-PA se observa un conductor que comienza a aproximadamente a 20 km de profundidad y se une al conductor de la cuenca sedimentaria, también en la base del perfil bajo los sondeos CN09 al CN-12 se observa una zona de resistividades medias a bajas (Figura 46d). Los tonos azules muestran las zonas de mayor resistividad este valor no supera los 500 Ohm-m en ningún modelo.

IV.3.2. Perfil Sur

Los modelos obtenidos a partir de la inversión de los datos TE-TM y SE-PA se muestran en la Figura 47. El modelo de Gauss-Newton con los datos TE-TM se obtuvo con un valor de $\tau=20$, un rms=17.3 y una rugosidad=122, con los datos SE-PA el modelo óptimo se encontró con un valor de $\tau=8$, un misfit de 13.5 y una rugosidad de 125.2. En la inversión Occam se corrieron 10 iteraciones, el modelo se eligió de acuerdo a su rugosidad, para los datos TE-TM el modelo corresponde a la iteración 5 con un rms=3.14 y una rugosidad de 64.3; con los datos SE-PA el mejor modelo fue el de la iteración 6 con un rms=2.65 y una rugosidad de 71.5.

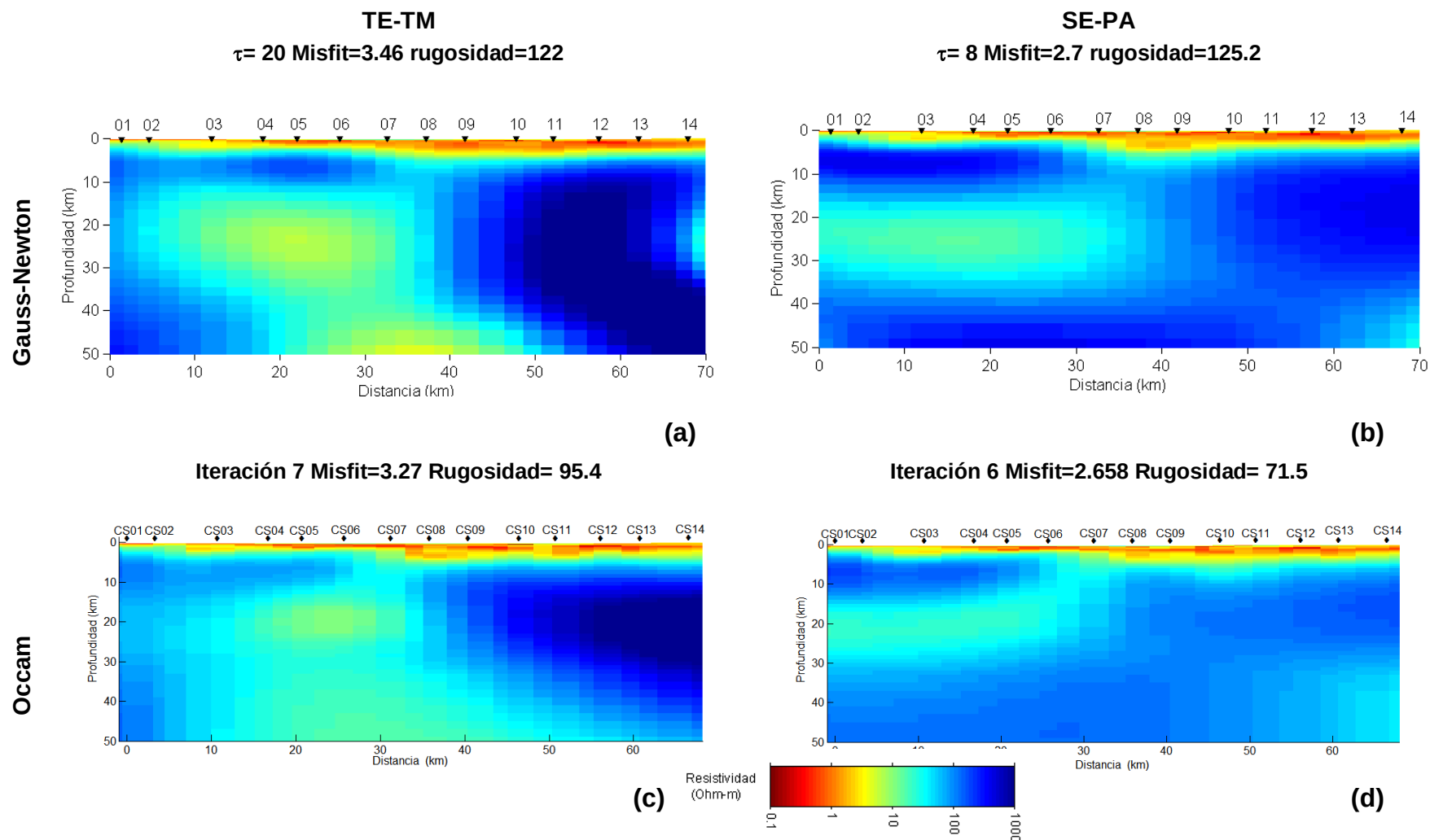


Figura 47. Modelos geoelectricos profundos para el Perfil Sur. (a) TE-TM e inversión Gauss-Newton (b) SE-PA con inversión Gauss-Newton (c) TE-TM con inversión tipo Occam (d) SE-PA con inversión tipo Occam.

En estos modelos se presenta el conductor asociado a la cuenca sedimentaria en la cima del perfil, bajo éste todos los modelos cambian en estructura, todos presentan una zona conductora, mostrando mayor similitud los que fueron obtenidos a partir de la inversión de los mismos datos (SE-PA o TE-TM).

En la Figura 47a se muestra la inversión Gauss-Newton a partir de los datos TE-TM, el modelo muestra bajo los sondeos CS-03 al CS-07 un conductor que comienza a una profundidad de 10 km y termina a aproximadamente 30 km, a esta profundidad se genera otro conductor en la base del modelo bajo los sondeos CS-06 al CS-09. En la parte profunda del modelo se observan valores altos de resistividad que llegan hasta los 1000 ohm-m. La inversión tipo Occam (Figura 47c) que utiliza estos mismos datos presenta una distribución similar de resistividades, sin embargo las zonas conductoras son de menor intensidad.

A profundidad los modelos obtenidos con los datos SE-PA despliegan una zona conductora que se observa desde el inicio del perfil hasta el sondeo CS-07, en la inversión Gauss-Newton (Figura 47b) comienza a 18 km de profundidad y se extiende hasta los 33 km, en la tipo Occam (Figura 47d) el espesor es menor, comenzando en 18 km y terminando en aproximadamente 30 km de profundidad. Los tonos azules muestran resistividades medias a bajas que no superan los 500 Ohm-m.

IV.4. Validación de modelos

Dados los antecedentes en la zona de estudio, se espera encontrar vestigios de un remanente de placa oceánica (Placa Farallón) bajo la zona de estudio. En los modelos geoeléctricos obtenidos se define claramente una zona conductora asociada a la cuenca sedimentaria, sin embargo a mayor profundidad estos modelos varían en estructura, demostrando que los datos pueden ser explicados por distintos modelos. Entre los modelos presentados en la sección anterior se eligió el modelo obtenido con la función de respuesta SE-PA y la inversión Gauss-Newton ya que tienen mejor ajuste. Los modelos elegidos se volvieron a invertir

constriniéndolos con la información de los registros geofísicos, se generó nuevamente una curva L, el modelo optimo para ambos perfiles fue el $\tau=8$. En la Figura 51 y 52 se muestran los modelos finales para el Perfil Norte y Sur respectivamente. A partir de estos modelos finales se desarrollaron una serie de pruebas con la finalidad de demostrar si existe una anomalía conductora que se pueda asociar al remanente de la placa.

IV.4.1. Análisis de sensibilidad 2D

La matriz de sensibilidad contiene derivadas parciales que estiman la variación de la respuesta del modelo respecto a cambios en los parámetros del modelo. Esta sensibilidad puede ser usada como indicador de cuáles parámetros del modelo son resueltos por los datos, y cuáles no lo son. A partir de este análisis se pueden identificar las zonas del modelo que son necesarias para explicar los datos observados.

La matriz Jacobiana $J = \partial f_i / \partial m$ es producto de la linealización del problema directo no lineal en una serie de Taylor. Un valor de sensibilidad denota el cambio de la respuesta del modelo directo como una función del modelo $F(m)$ con respecto a un cambio del parámetro del modelo m_j . La matriz Jacobiana la obtenemos durante el proceso de inversión, el espacio completo de la matriz puede ser escrito como lo indica la siguiente ecuación:

$$J_n = \begin{pmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial m_1} & \frac{\partial f_1}{\partial m_2} & \dots & \frac{\partial f_1}{\partial m_M} \\ \frac{\partial f_2}{\partial m_1} & \frac{\partial f_2}{\partial m_2} & \dots & \frac{\partial f_2}{\partial m_M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_N}{\partial m_1} & \frac{\partial f_N}{\partial m_2} & \dots & \frac{\partial f_N}{\partial m_M} \end{pmatrix} \quad (34)$$

Donde $f_i (i = 1, \dots, N)$ es todo el espacio de datos para cada sitio y cada periodo.

$(\log \rho_{aSE}, \log \rho_{aPA}, \phi_{SE}, \phi_{PA}), m_j (j=1,...,M)$, se refiere a la resistividad de cada elemento del modelo $(\log \rho(y,z))$.

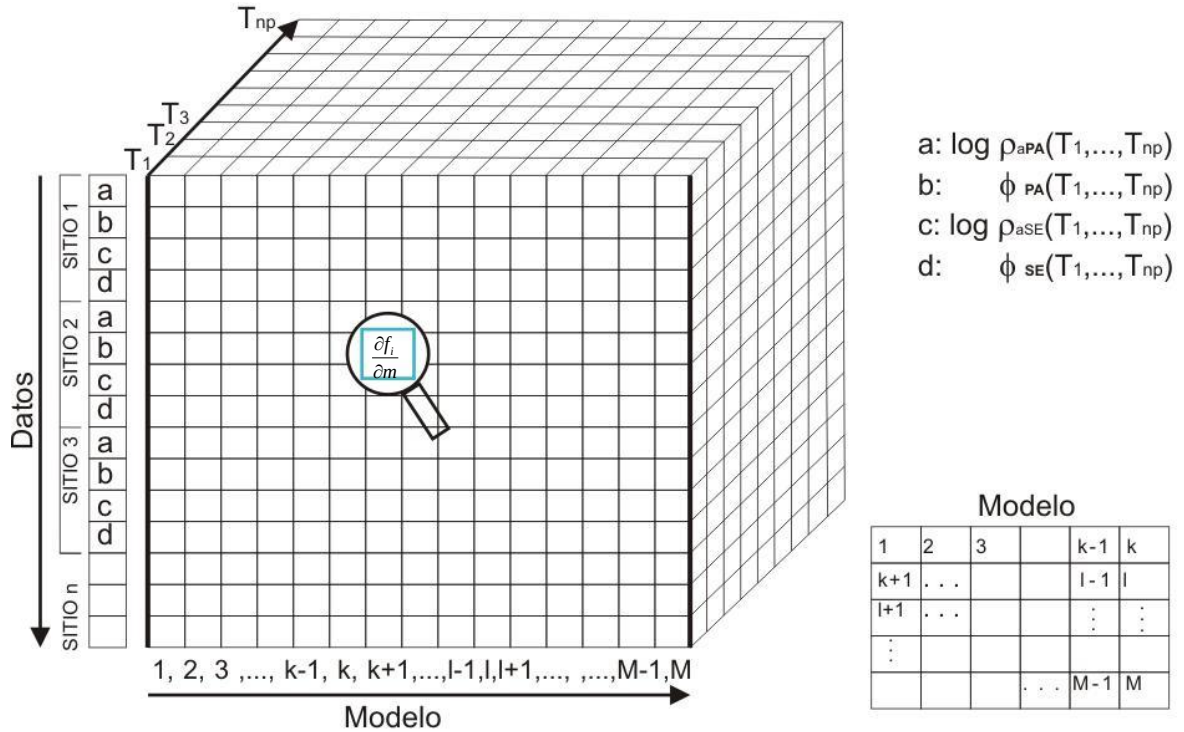


Figura 48. Gráfico que esquematiza la matriz de sensibilidad. Modificado de Schwalenberg et al. (2002).

La matriz de sensibilidad 2D es una hipermatriz de dimensión $(M*np*nd)$, donde M es el número de parámetros (celdas), np en número de períodos y nd el número de datos (ρ aparente y fase para ambos modos SE-PA). Schwalenberg et al. (2002) proponen realizar una suma por columnas de la matriz de sensibilidad y asignarla a su correspondiente parámetro en la malla de elementos (modelo). Para realizarla se tomó en cuenta lo siguiente:

- el vector de datos consiste de dos diferentes tipos de datos: $\log \rho_a$ y ϕ los cuales varían en diferentes escalas, para normalizar las sensibilidades

derivadas de estos dos tipos de datos se dividen entre su desviación estándar σ_j y esto los hace numéricamente compatibles.

- Los valores de la matriz de sensibilidad pueden ser positivos y negativos, sin embargo se utilizaron los valores absolutos, esto nos indica si el modelo es sensible o no a los datos.
- Se debe tomar en cuenta el área de la celda ya que no todas las celdas son del mismo tamaño, la suma de la columna se dividirá entre el valor del área del parámetro Δ_j .

La suma total puede ser denotada por:

$$s_j = \frac{1}{\Delta_j} \sum_i^N \left\| \frac{1}{\sigma_i} \frac{\partial f_i(\mathbf{m})}{\partial m_j} \right\| \quad (35)$$

Para realizar este experimento se imprimieron cuatro archivos que contienen la sensibilidad del modelo a cada tipo de dato ($\log \rho_{aSE}, \log \rho_{aPA}, \phi_{SE}, \phi_{PA}$), en la última iteración. Debido que no todos los sitios tienen los mismos periodos se acomodaron en estructuras por sitio o por periodo y se procedió a realizar la suma como lo indica la ecuación (35).

La Figura 49 muestra la sensibilidad parcial del modelo para los cuatro tipos de datos del Perfil Norte ($\log \rho_{aSE}, \log \rho_{aPA}, \phi_{SE}, \phi_{PA}$), éstas son comparables entre sí porque están normalizados por su desviación estándar. La llamamos sensibilidad parcial porque se asocia solo a un tipo de dato. Los primeros 10 km tienen la mayor sensibilidad (tonos azules) que decrecen rápidamente (tonos amarillos) en las zonas donde se localiza el conductor profundo, bajo los sondeos CN-01 al 03, este se encuentra a una profundidad de 20 a 30 km, finalmente los tonos rojos en la base del perfil muestran la menor sensibilidad del modelo. Los cuatro tipos de datos no muestran diferencias significativas entre sí, aunque las fases parecen más sensibles que las resistividades aparentes. La suma de sensibilidades de los cuatro tipos de datos no es muy distinta. (Figura 51d).

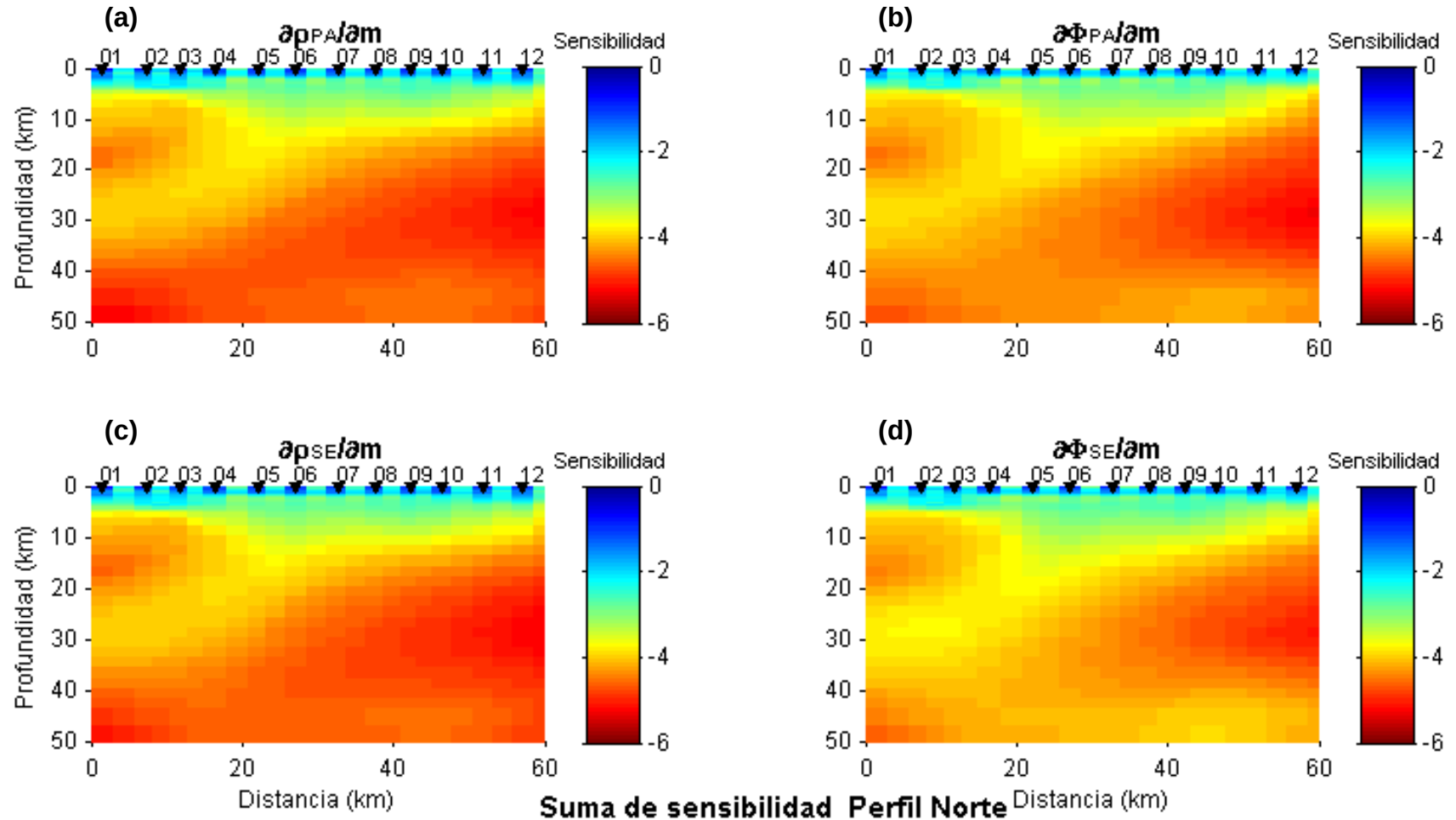


Figura 49. Suma de sensibilidad parcial para el Perfil Norte, a) $\log \rho_{aPA}$, b) ϕ_{PA} , c) $\log \rho_{aSE}$, d) ϕ_{SE} .

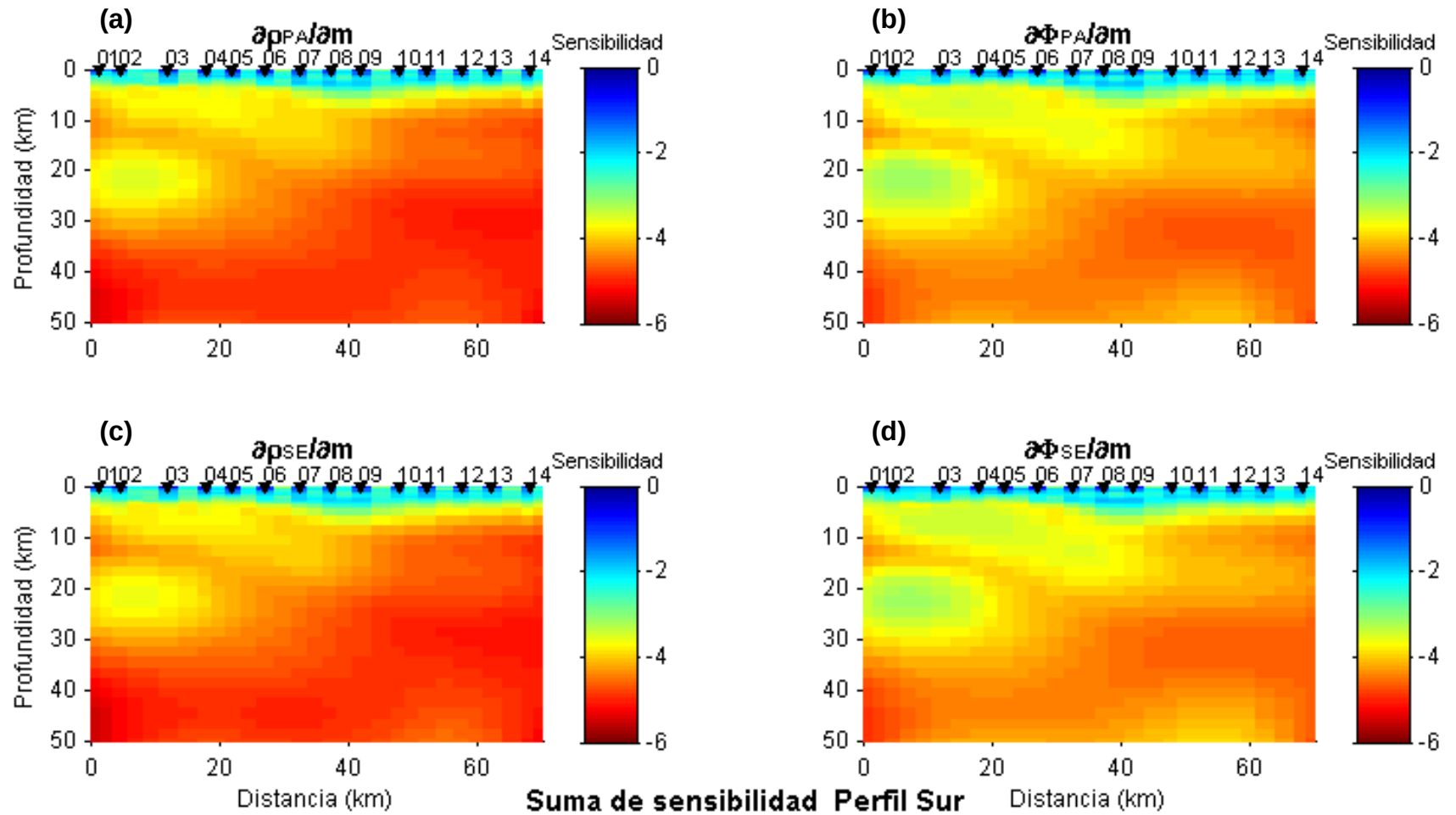


Figura 50. Suma de sensibilidad parcial para el Perfil Sur, a) $\log \rho_{aPA}$, b) ϕ_{PA} , c) $\log \rho_{aSE}$, d) ϕ_{SE} .

La sensibilidad del modelo geoelectrico Sur se presenta en la Figura 50a. La mayor sensibilidad (tonos azules) se observa en los primeros 8 km, y disminuye rápidamente mientras aumenta la profundidad (tonos amarillos) bajo los sondeos CS-01 al 03 se observa nuevamente un incremento de la sensibilidad a una profundidad de 20 a 30 km que coincide con la sensibilidad del Perfil Norte en la misma zona. La sensibilidad de la fase (Figura 50b y d) es un poco mejor que la de la resistividad aparente. La distribución espacial de la sensibilidad para los cuatro tipos de datos no cambia significativamente, por lo que la suma de todas ellas es similar (Figura 52d).

De las Figura 49 y 50 se puede concluir que la sensibilidad es mayor bajo cada sitio de medición y decrece rápidamente con la profundidad, este efecto puede asociarse a que la energía queda atrapada en el conductor somero, y difícilmente iluminará el conductor profundo, sin embargo se puede observar que se tiene sensibilidad en los conductores. También se observa que la fase tiene mayor sensibilidad que la resistividad aparente.

La Figura 51a presenta el modelo geoelectrico obtenido a partir de la inversión 2D de datos SE-PA con la inversión Gauss-Newton más la integración de información a priori. Las curvas de nivel sobre el modelo geoelectrico representan el promedio de la sensibilidad del modelo a los datos cada $10^{-0.5}$ (Figura 51b). La sensibilidad fue obtenida empleando la expresión (35), la mayor energía se conserva en la zona conductora superior del perfil hasta los 10 primeros km, esta disminuye rápidamente hacia la zona del conductor 2 en tonos amarillos, pasando esta zona decrece hasta un valor de 10^{-4} (tonos rojos) y tiene un ligero incremento en la zona del conductor 3 ($10^{-3.8}$) La información de sensibilidad del conductor profundo con el conductor somero contrasta, ya que la conductancia indica que ese conductor profundo es sensible a ese modelo, sin embargo la sensibilidad del modelo a los datos indica muy baja sensibilidad. La Figura 52a presenta el modelo geoelectrico obtenido a partir de la inversión 2D de datos SE-PA con la inversión Gauss-Newton mas la integración de información a priori.

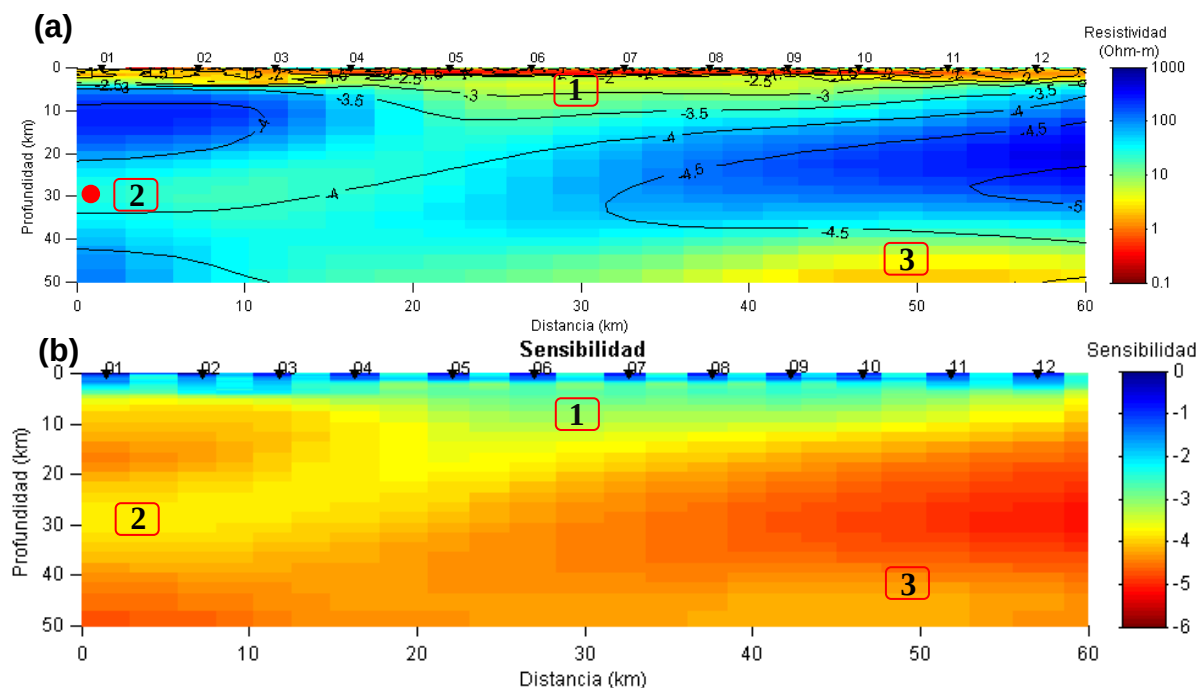


Figura 51. Perfil Norte Profundo. a) Modelo Geoelectrico Norte, encima se dibujan isolíneas son los contornos del promedio de sensibilidad cada $10^{-0.5}$, • Profundidad estimada del Moho (Persaud et al. 2007). b) Promedio de sensibilidad normalizada por el valor máximo.

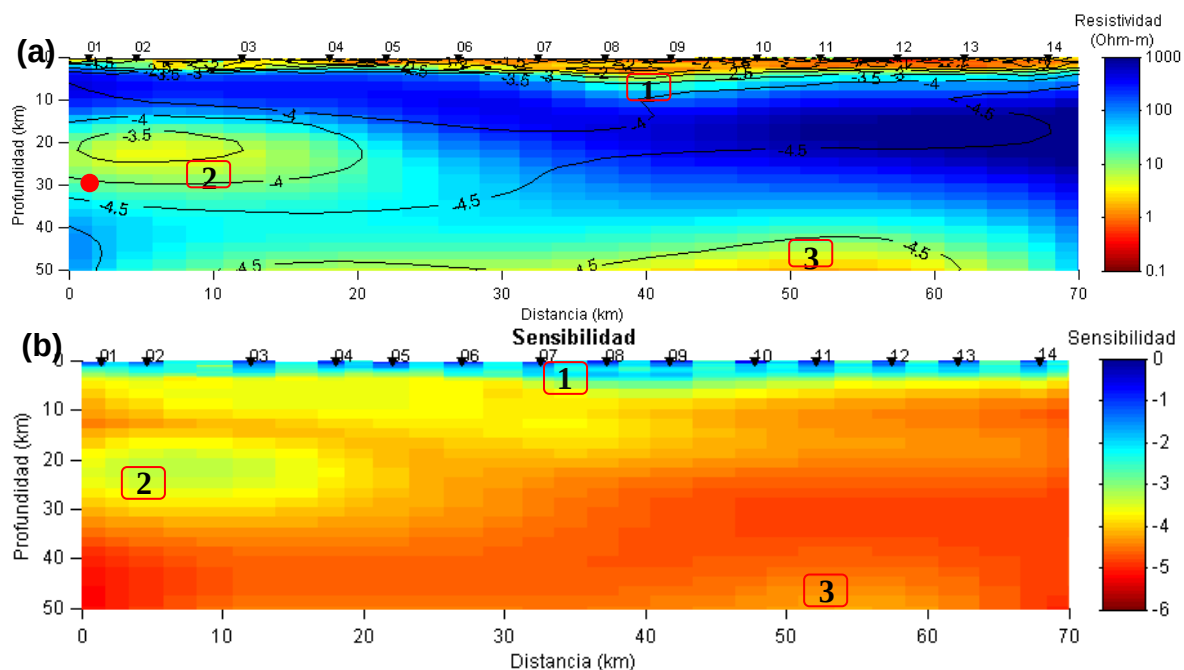


Figura 52. Perfil Sur Profundo. a) Modelo Geoelectrico Norte, encima se dibujan isolíneas son los contornos del promedio de sensibilidad cada $10^{-0.5}$, • Profundidad estimada del Moho (Persaud et al. 2007). b) Promedio de sensibilidad normalizada por el valor máximo.

Las curvas de nivel representan el promedio de la sensibilidad del modelo a los datos empleando la expresión (35), (Figura 52b) es la misma sensibilidad, como se puede observar la mayor energía se conserva en la zona conductora superior del perfil hasta los 5 primeros km, esta disminuye rápidamente hacia la zona del conductor 2 en tonos amarillos y en el centro de este conductor se incrementa bajo los sondeos CS-02 y 03 (tonos azules), pasando esta zona decrece (tonos rojos) y tiene un ligero incremento en la zona del conductor 3.

IV.4.2. Conductancia

Otra manera para determinar si los datos son sensibles a la anomalía conductora asociada a la placa subducida es estimando la conductancia. La conductividad integrada o conductancia se define como: $C = \sigma h$ (conductividad por espesor). En un modelo de capas la conductancia puede calcularse para cada capa y se puede demostrar que los datos MT (resistividad aparente y fase) son sensibles a una cierta capa cuando su conductancia es mayor que la suma de conductancias de las capas que la sobreyacen. La conductancia integrada del modelo profundo 2D (solo las celdas bajo cada sondeo) y la 1D (a partir del modelo encontrado de la inversión 1D) se muestra en la Figura 53a para el Perfil Norte y la Figura 53b del Perfil Sur. Para determinar si los conductores bajo la cuenca sedimentaria son visibles en los modelos profundos se espera observar un incremento considerable en el valor de la conductancia en cada gráfica por sondeo. El recuadro sombreado en los sondeos CN-01 al 04 muestra la zona donde se observa el conductor del modelo geoelectrico (Figura 51), el perfil de conductancia (por sondeo) presenta solo un ligero aumento en el valor de la conductancia, pero este valor no es mayor que el de las capas superiores. En el Perfil Sur se observa un incremento considerable en la el recuadro rojo (sondeos CS-01 al 04) que marca la zona donde se encuentra el conductor del modelo geoelectrico (Figura 52) lo que permite deducir que el modelo si es sensible a ese conductor, es decir que su conductancia es mayor que la suma de las capas que le sobreyacen.

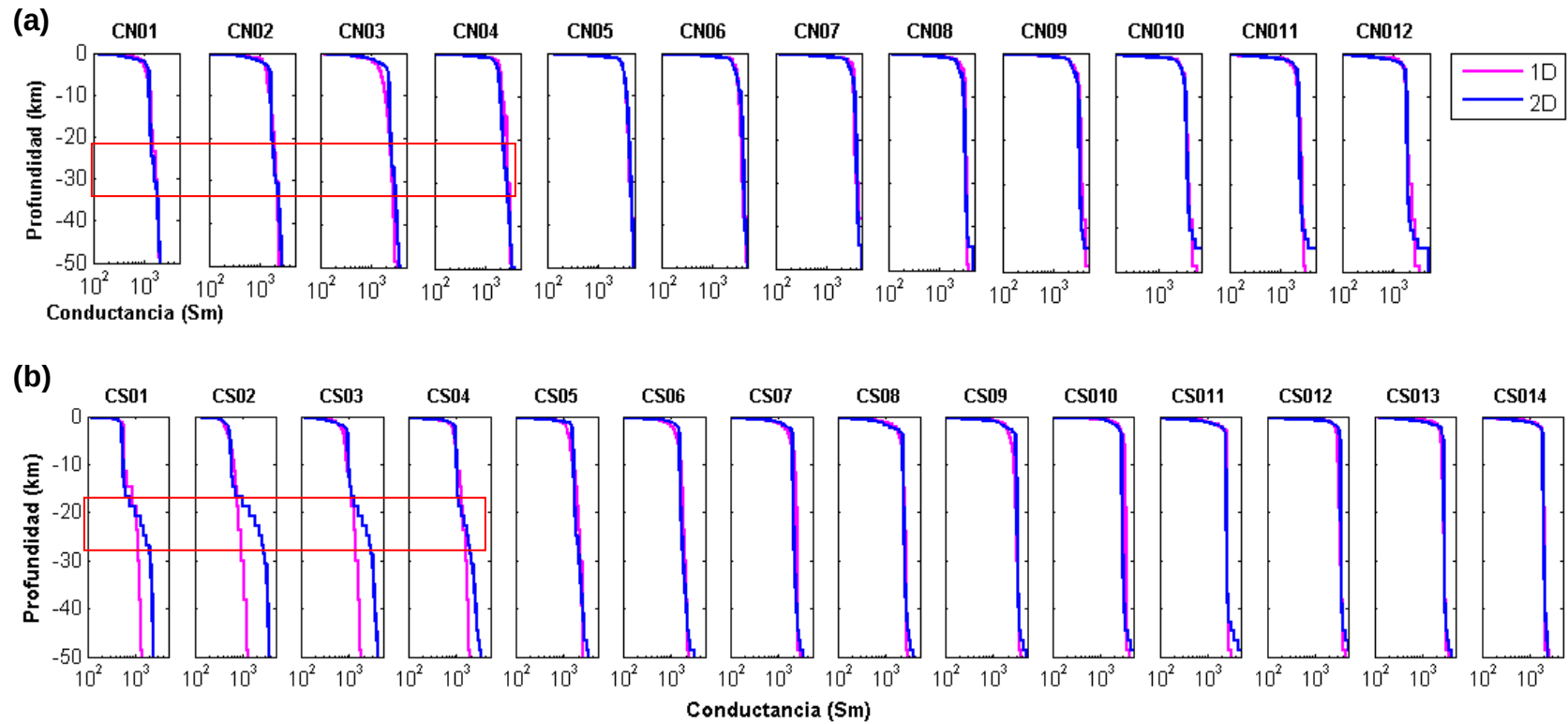


Figura 53. a) Conductancia del modelo profundo Perfil Norte. b) Conductancia integrada del modelo profundo del Perfil Sur. La línea azul indica la conductancia integrada obtenida del modelo 2D el color rosa indica la conductancia integrada de los modelos 1D. Como se puede observar de la figura, en el Perfil Norte no se observan cambios en la zona donde se observa el conductor No. 2, solo se observa un ligero incremento de este valor. Para el Perfil Sur se observa un notable incremento en donde esta el conductor 2.

Capítulo V.

Conclusiones

Del análisis del tensor de impedancia de 26 sondeos magnetoteléuticos agrupados en los denominados Perfil Norte y Perfil Sur (someros y profundos) realizados en Baja California, Sur se generaron dos tipos de datos, los primeros pertenecen a los modos TE-TM y los segundos a la transformación SE-PA. Con estos datos se generaron modelos geoelectricos a partir de dos algoritmos de inversión (Gauss-Newton y tipo Occam). Además se realizó inversión unidimensional del determinante del tensor de impedancia. Los Perfiles Someros se denominaron así ya que se utilizaron periodos cortos (0.001-100 s) o altas frecuencias para estimar la estructura de la cuenca sedimentaria. Para los Perfiles profundos se utilizaron todas las bandas de frecuencias en la inversión. A partir de los resultados descritos en la sección anterior se llegan a las siguientes conclusiones.

- ✓ Los modelos obtenidos con los algoritmos Rodi-Mackie y Occam 1D y 2D presentan una estructura de conductividad similar entre ellos; los cinco modelos resuelven en la parte superficial un conductor somero de 2 a 3 km de espesor y que alcanza 5 a 6 km de espesor en la parte media de los perfiles. Debajo del conductor se observa una zona relativamente homogénea de resistividad media (~50 Ohm-m).
- ✓ La comparación de los dos algoritmos de inversión (Gauss-Newton y Occam) usando dos funciones de respuesta (TE-TM y Serie-Paralelo) muestra que el algoritmo Gauss-Newton produce modelos más simples, y que se obtienen mejores ajustes cuando se utiliza la respuesta serie-paralelo.

- ✓ En los modelos finales someros se integró información a priori (información de resistividad de registros geofísicos de pozo) la cual constriñó los modelos. Los modelos someros muestran que la cuenca La Purísima tiene espesores mínimos de 3 a 4 km y alcanza hasta 7 a 8 km de espesor en su parte media. La secuencia sedimentaria descansa sobre un basamento granítico al oriente y posiblemente ofiolítico hacia el occidente.
- ✓ Los modelos profundos obtenidos con los algoritmos Rodi-Mackie y Occam 2D presentan en la parte somera un estrato conductor asociado a la cuenca sedimentaria; y presentan diferencias claras en su estructura profunda.
- ✓ Los modelos finales profundos, constreñidos con la información de pozo, muestran un conductor somero asociado con los sedimentos de la cuenca. Además se observa un conductor profundo a ~20 o 30 km de profundidad en la parte occidental de ambos perfiles, particularmente en el Perfil Sur.
- ✓ Del análisis de sensibilidad se concluye que ambos perfiles son sensibles a esta zona conductora profunda (2). Este conductor se asocia a fluidos liberados después de la subducción de la placa Farallón que cesó su actividad hace 12.5 Ma.

Bibliografía

- Aguillón-Robles, A., T. Calmus, M. Benoit, H. Bellon, R. C. Maury, J. Cotten, J. Bourgois and F. Michaud 2001. "Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California?" *Geology* 29: 531-534.
- Alvarado de la Tejera, S. 1976. "Integración y evaluación en las cuencas sedimentarias de la península de Baja California." III Symposium de geología de subsuelo Superintendencia General de Exploración: DFNE: 82-92 p.
- Atwater, T. 1970. "Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America." *Geological Society of America Bulletin* 81: 3513-3536.
- Benoit, H., A. Agillón-Robles, T. Calmus, J. Bourgois, J. Cotten and R. C. Maury 2002. "Geochemical diversity of late Miocene Volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenoshperic window." *J. Geol* 110: 627-648.
- Bohannon, R. G. and T. Parsons. 1995. "Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions." *Geol. Soc. Amer. Bull.* 107: 937-959.
- Busby, C. 2004. "Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico." *Tectonophysics* 392: 241– 277.
- Busby, C., D. Smith, W. Morris and B. Fackler. 1998. "Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic baja California, México." *Geology* 26: 227-230.
- Cagniard, L. 1953. "Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting." *Geophysics* 18: 605-635.
- Calmus, T., A. Aguillón Robles, R. C. Maury, H. Bellon, M. Benoit, J. Cotten, J. Bourgois and F. Michaud 2003. "Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites ("bajaites") from Baja California, Mexico: the role of slab melts." *Lithos* 66: 77-105.

- Cantwell, T. 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Mass. Inst. of Tech. Ph. D. Thesis: 170 p.
- Conly, A. G., J. M. Brennan, H. Bellon and S. D. Scott 2005. "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico." *Volcanol. Geotherm. Res.* 142: 303-341.
- Constable, S. C., R. L. Parker and C. G. Constable 1987. "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data." *Geophysics* 52(3): 289-300.
- Chave, A. D. and J. T. Smith 1994. "On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions." *J. Geophys. Res.* 99: 4669-4682.
- Chave, A. D. and D. J. Thomson 1989. "Some comments on magnetotelluric response function estimation." *Journal of Geophysical Research.* 94 (B10): 14215-14225.
- Chave, A. D., D. J. Thomson and M. E. Ander 1987. "On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions." *Journal of Geophysical Research.* 92(B1): 633-648.
- de Lugao, P. P. and P. Wannamaker 1996. "Calculating the twodimensional magnetotelluric Jacobian in finite elements using reciprocity." *Geophys. J. Int.* 127: 806-810.
- deGroot-Hedlin, C. and S. Constable 1990. "Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data." *Geophysics* 55(12): 1613-1624.
- Dickinson, W. R. 1979. "Structure and stratigraphy of forearc regions." *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin*, 63: 2-31.
- Dickinson, W. R. 1997. "Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California." *Geol. Soc. Am. Bull.* 109: 936-954.
- EM. Laboratory, M. 2006. Occam 2D MT File Format Notes. Scripps Institution of oceanography: 16 p.

- Esparza, F. J., J. M. Romo and E. Gómez-Treviño 2002. 2-D inversion of the series and parallel modes of the magnetotelluric impedance Tensor. 27th Gral. Assembly European Geophys. Soc. Nice, France.
- Fletcher, J. M., M. Grove, D. Kimbrough, O. Lovera and G. E. Gehrels 2007. "Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas." GSA Bulletin 119(11/12): 1313-1336 p.
- Fletcher, J. M., J. A. Pérez-Venzor, G. González-Barba and J. J. Aranda-Gómez 2003. Ridge-trench interactions and the ongoing capture of the Baja California microplate- new insights from the Southern Gulf extensional province. "Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America". Mexico, D.F, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, . Publicación Especial 1: 13-31 p.
- Frez, J. 2010. Notas de Clases, Teoría de inversión de datos geofísicos. Ensenada, B. C., México. División de Ciencias de la Tierra, CICESE.
- Frost, B. R. and K. Bucher 1994. "Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust ? A petrological perspective." Tectonophysics 231: 293-309.
- Gamble, T. D., W. M. Goubau and J. Clarke 1979. "Magnetotellurics with a remote magnetic reference." Geophysics 44(1): 53-68.
- García-Abdeslem, J. 2011. Metodos Potenciales. "Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California". Ensenada, Baja California, México, CICESE, Informe Técnico para PEMEX, Inédito: 45-112.
- García Dominguez, G. 1976. "Prospección Geologica en Baja California." III Simposium de geología de subsuelo Superintendencia General de Exploración, DFNE: 52-88.
- Gonzalez Escobar, M. 2011. Sísmica. "Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California.". Ensenada, Baja California, México, CICESE. Informe Inedito PEMEX: 123-140.

- Groom, R. W. and R. C. Bailey 1989. "Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of three-dimensional galvanic distortion." *Journal of Geophysical Research*. 94 (B): 1913-1926.
- Groom, R. W. and R. C. Bailey. 1991. "Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions." *Geophysics* 56: 496-518.
- Hansen, C. 1994. ""Regularization Tools" A matlab package for análisis and solution of discrete ill-posed problems." *Numerical Algorithms* 6: 1-35 p.
- Hausback, B. P. 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. "Geology of the Baja California Peninsula". V. A. Frizzell: 219-236.
- Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. "The Geology of North America,". The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado.: 499-521.
- Lonsdale, P. 1991. "Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California, in Gulf and Peninsular Province of the Californias." *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 47: 87-125.
- Lozano Romen, F. 1975. "Evaluación petrolífera de la península de Baja California, México." *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros XXVII* (4-6): 104-329.
- Mackie, R. L., B. R. Bennett and T. R. Madden 1988. "Long-period magnetotelluric measurements near the central California coast: A land-locked view of the conductivity structure under the Pacific Ocean." *Geophys. J.*, 95: 181-194.
- Mackie, R. L., S. Rieven and W. Rodi 1997. User's manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data. San Francisco. GSY-USA Inc.: 14 p.
- Madden, T. R. 1972. Transmission system and network analogies to geophysical forward and inverse problems. Dep. of Earth and Planetary Sciences. Massachusetts Institute of technology. Technical Report N000-14-67-A-0204-0045, M. I. T. Report No. 72-3.

- Martin Barajas, A. 2000. "Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California." Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana LIII: 72-83 p.
- Martín Barajas, A. and M. f. Pacheco Romero 2011. Vol. 5 Estratigrafía. "Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California.", CICESE, Informe Técnico para Pemex Inédito 141-263.
- Mina, F. 1957. "Bosquejo geológico del territorio Sur de la Baja California." Boletín de la Asoc. Mex. de Geólogos Petroleros 9: 139-270.
- Negrete-Aranda, R. and E. Cañón-Tapia 2008. "Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula: the effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems." Lithos 102: 393-414.
- Newman, G. A. and D. L. Alumbaugh 2000. "Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients." Geophys. J. Int. 140: 410-424.
- Obrebski, M. J. 2007. Estudio de la anisotropía sísmica y su relación con la tectónica de Baja California. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California, México. Tesis Doctoral: 221.
- Oristaglio, M. L. and M. H. Worthington 1980. "Inversion of surface and borehole electromagnetic data for two-dimensional conductivity models." Geophys. Prospect. 28: 633-657.
- Pallares, C., R. C. Maury, H. Bellon, J. Y. Royer, T. Calmus, A. Aguillón-Robles, J. Cotten, M. Benoit, F. Michaud and J. Bourgois 2007. "Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México." Volcanol Geotherm. Res. 161: 95-117.
- Persaud, P., X. Pérez-Campos and R. W. Clayton 2007. "Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions." Geophys. J. Int. 170: 687-699.
- Robles-Vázquez, L. N. 2005. Estructura sísmica de la litósfera de Baja California Sur desde la Placa Magdalena hasta la Cuenca Farallón. Ensenada, Baja California, México. 99.

- Rodi, W. and R. L. Mackie 2001. "Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion." *Geophysics* 66(1): 174-187.
- Rodi, W. L. 1976. "A technique for improving the accuracy of finite element solutions for magnetotelluric data." *Geophys J. R. astr. Soc* 44: 483-506.
- Romo, J. M. 2002. Conductividad eléctrica de la litosfera de Baja California en la región de Vizcaíno, B.C.S. Ensenada Baja California México, CICESE. Tesis Doctoral: 151 p.
- Romo, J. M. 2011. "Comunicacion personal."
- Romo, J. M. 2011. Vol. 3 Metodos electromagnéticos. "Evaluación del Potencial Petrolero en el norte del Golfo de California y en la margen del Pacífico de Baja California". CICESE. Ensenada, Baja California, México, Informe tecnico para Pemex Inédito: 113-122 p.
- Romo, J. M., E. Gómez-Treviño and F. J. Esparza 2005. "Series and parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 150: 63-83.
- Salas Ariza, J. 2010. Algoritmo de inversión 1D tipo Occam para datos magnetotelúricos. Curso Posgrado CICESE. Inédito.
- Sawlan, M. G. 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California Rift. "Geology of northwestern Mexico and southern Arizona, field guides and papers". J. P. Dauphiny P. R. T. Simoneit, *Geol. Soc. of Am.*: 309-319.
- Schwalenberg, K., V. Rath and V. Haak 2002. "Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the Central Andes." *Geophys. J. Int.* 150: 673-686.
- Simpson, F. and K. Bahr 2005. *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press. Primera edicion. Cambridge, 254 p.
- Siripunvaraporn, W., G. Egbert, Y. Lenbury and M. Uyeshima 2005. "Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 150: 3-14.

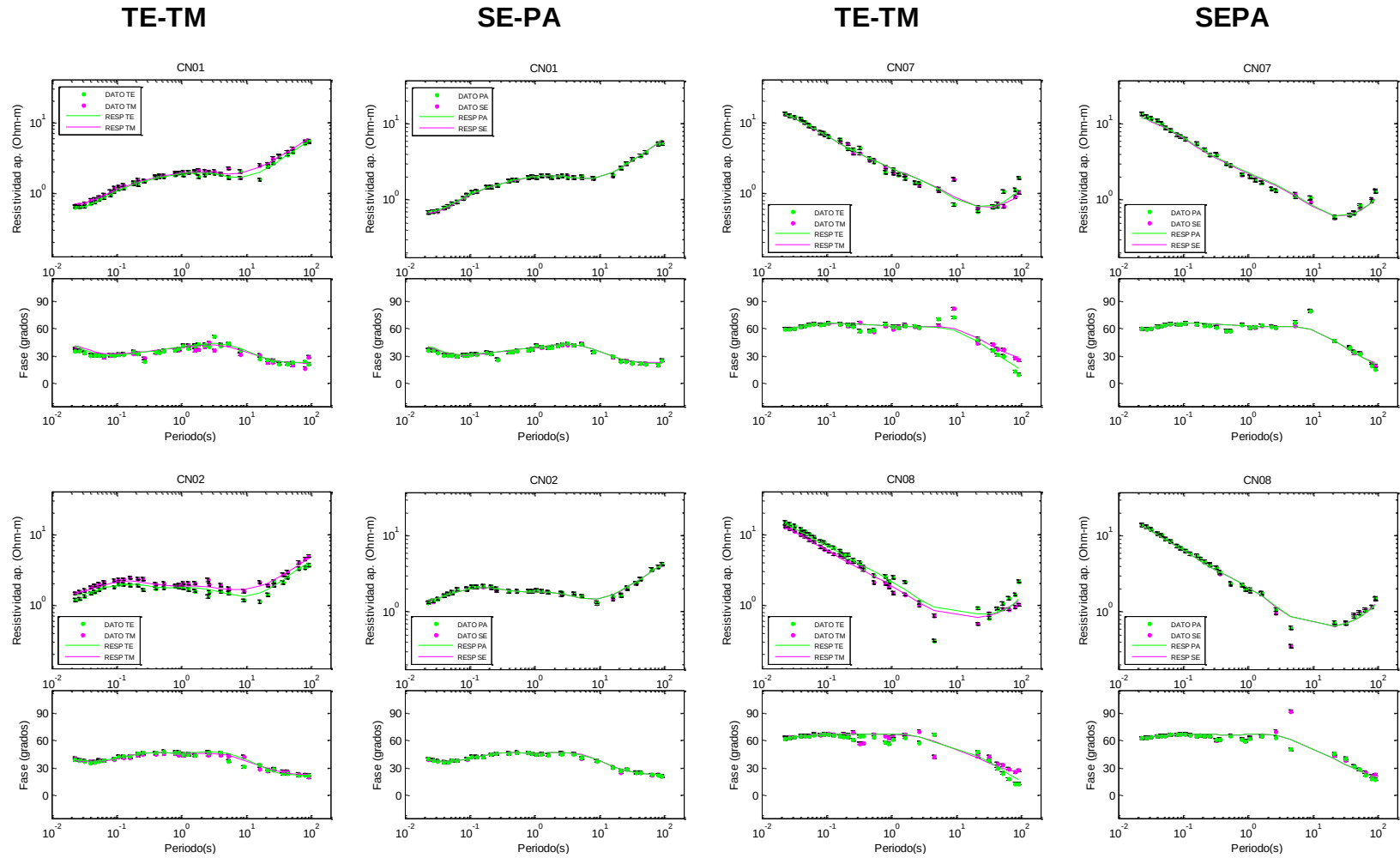
- Spencer, J. E. and W. R. Normark 1979. "Tosco-Abreojos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico." *Geology* 7(11): 554-557.
- Stock, J. M. and K. V. Hodges 1989. "Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate." *Tectonics* 8: 99-115.
- Swift, C. M. J. 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Department of Geology and Geophysics. Massachusetts, Mass. Inst. of Tech. Ph.D: 221 p.
- Tikhonov, A. N. 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. "Magnetotelluric methods". K. Vozoff, Soc. Expl. Geophys: 2-3.
- Tikhonov, A. N. and V. Y. Arsenin 1977. *Solutions of Ill-Posed Problems*. Washington, (F. John, Translation Editor), V. H. Winston and Sons, (distributed by Wiley, New York), xiii+258 pp.
- Wang, Y., D. W. Forsyth and B. Savage 2009. "Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California." *Nature* 462(26): 499-502.
- Wannamaker, P. E., J. A. Stodt and L. Rijo 1986. "Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements." *Geophysics* 51(11): 2131-2144.
- Wannamaker, P. E., J. A. Stodt and L. Rijo 1987. "A stable finite-element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling." *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 88: 277-296.

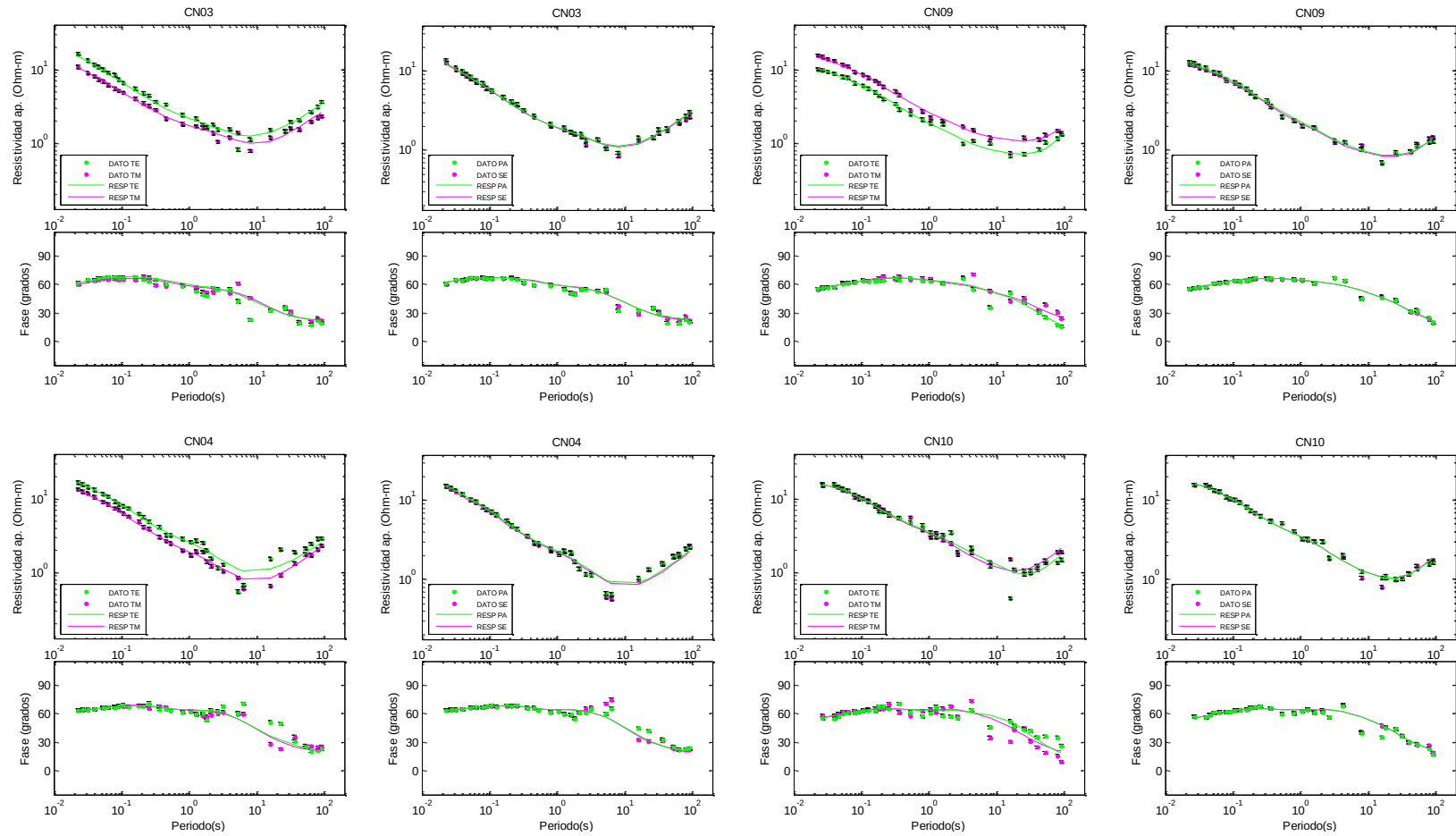
Anexo A

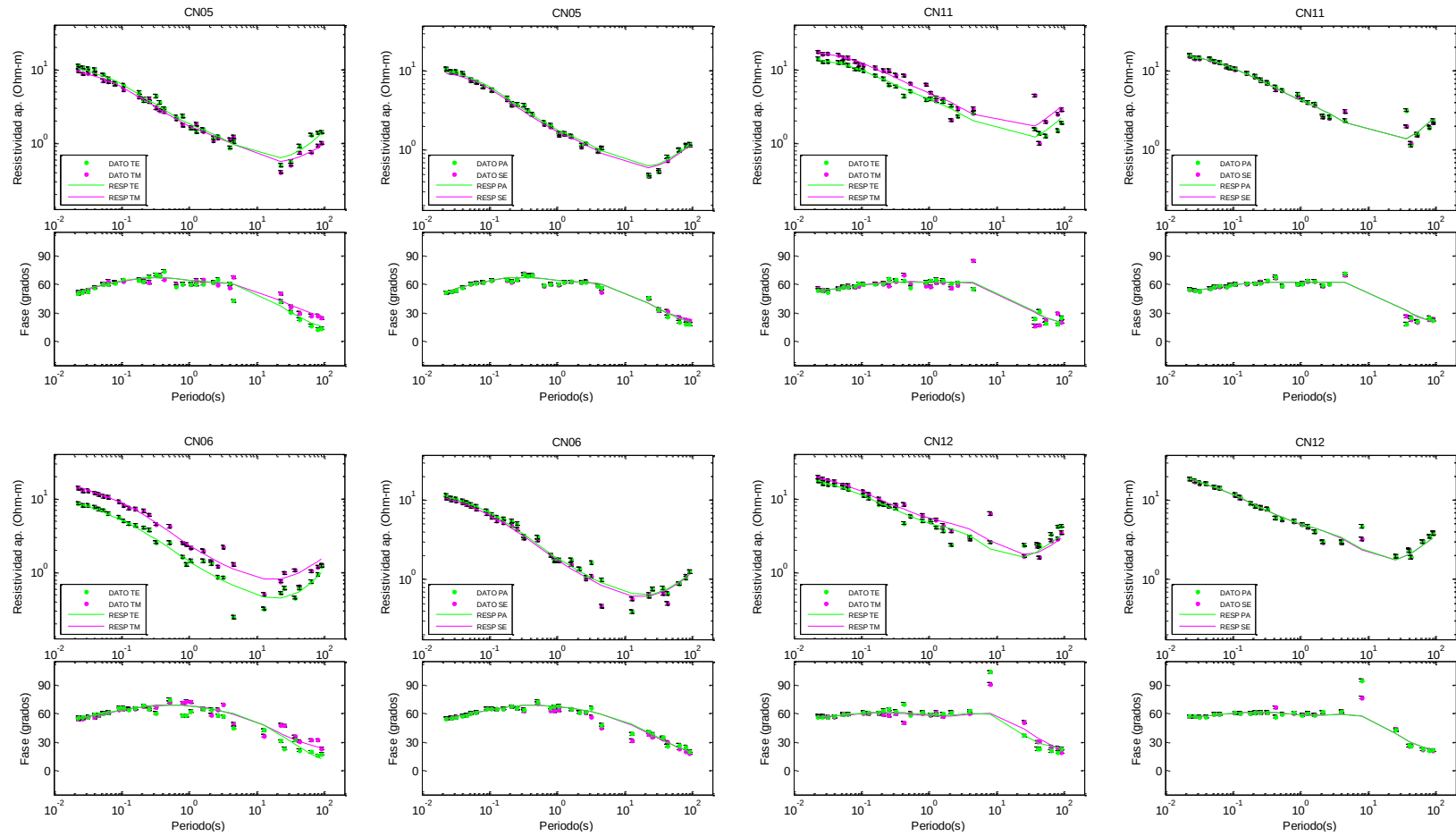
Inversión tipo Occam Modelos Someros

Resistividad y fase observadas (TE-TM y SE-PA) comparadas con las calculadas para el Perfil Norte y Sur (Somero).

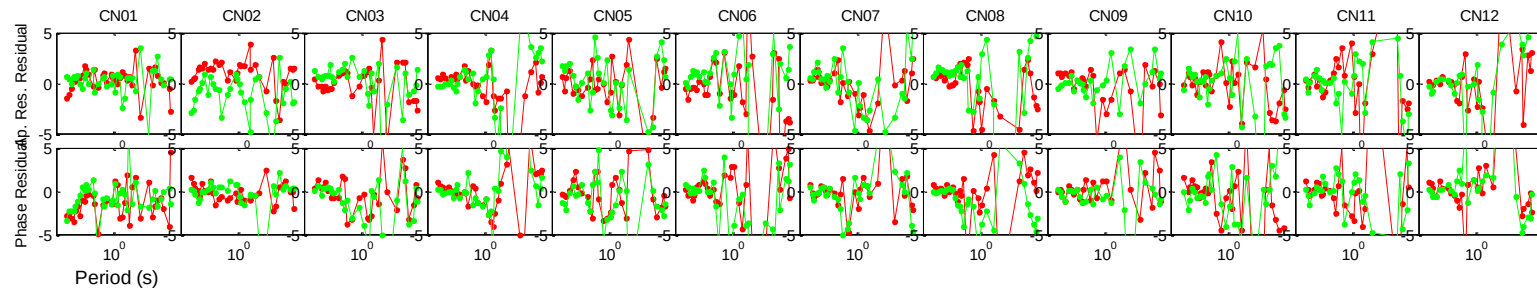
Perfil Norte



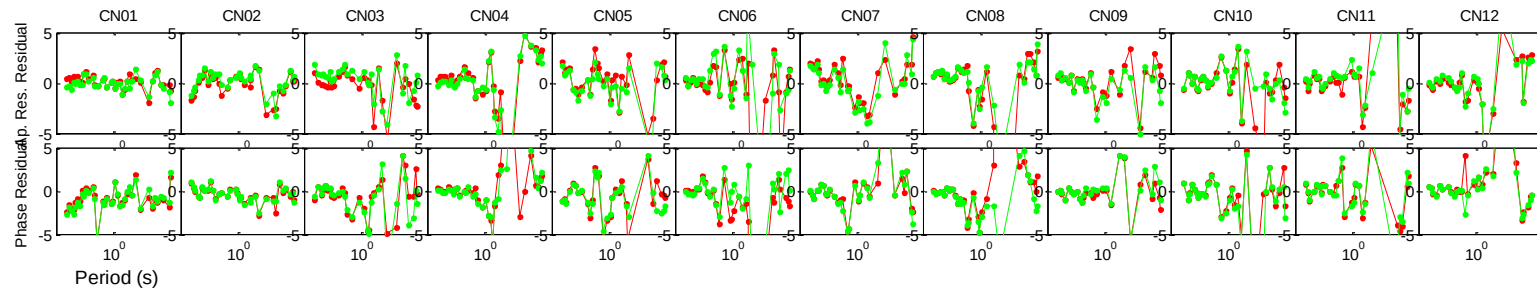




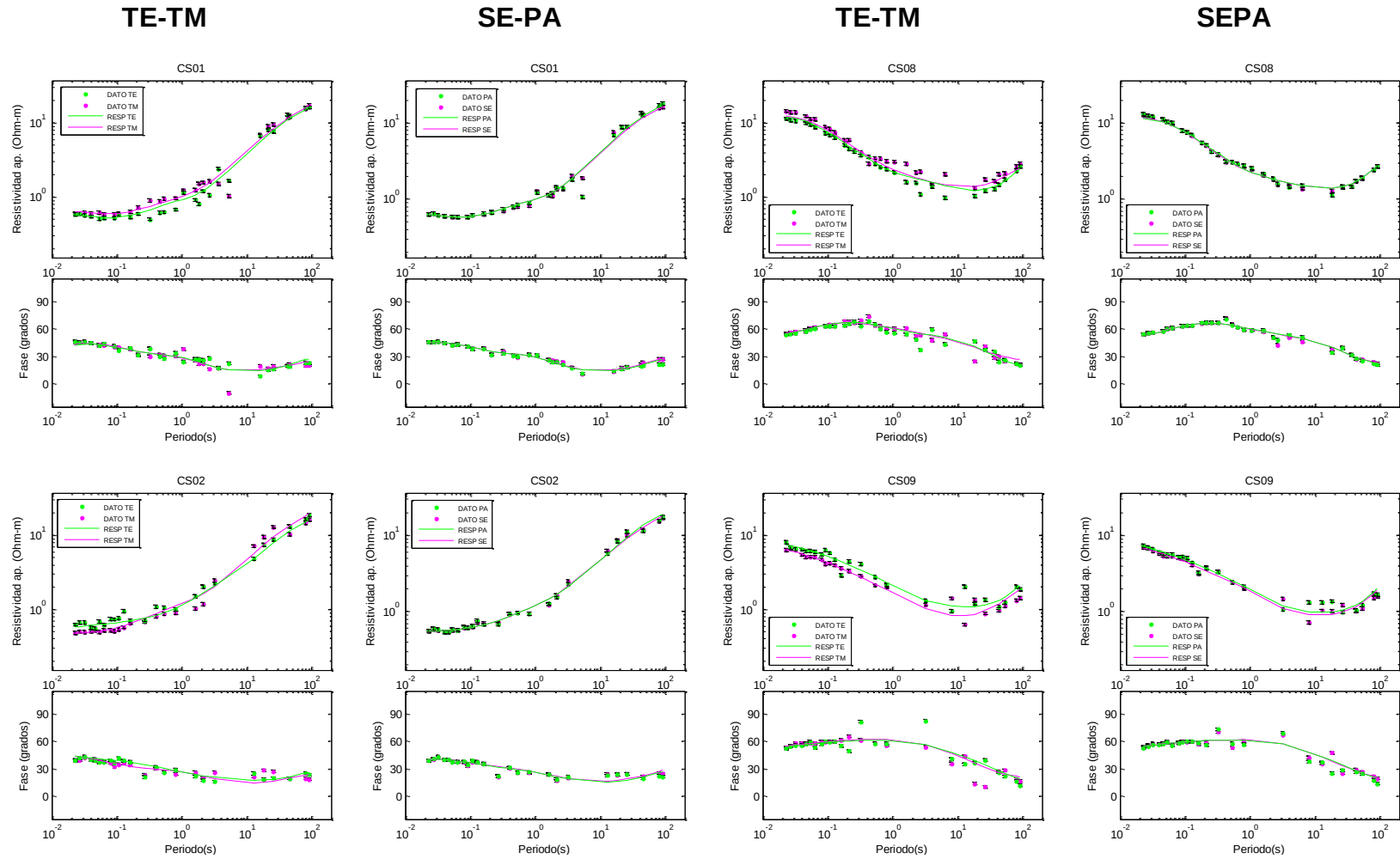
Residual datos TE-TM Perfil Norte

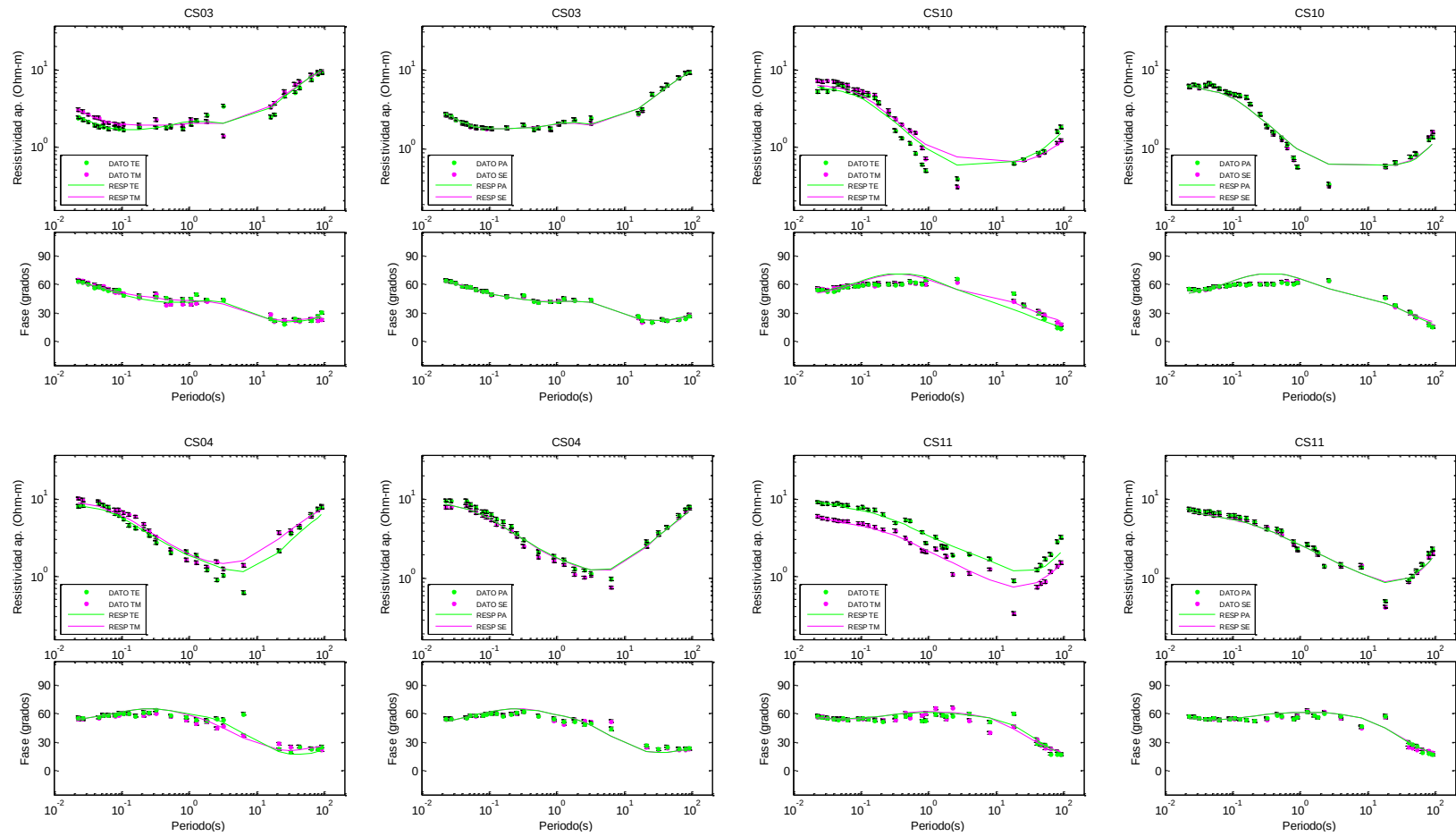


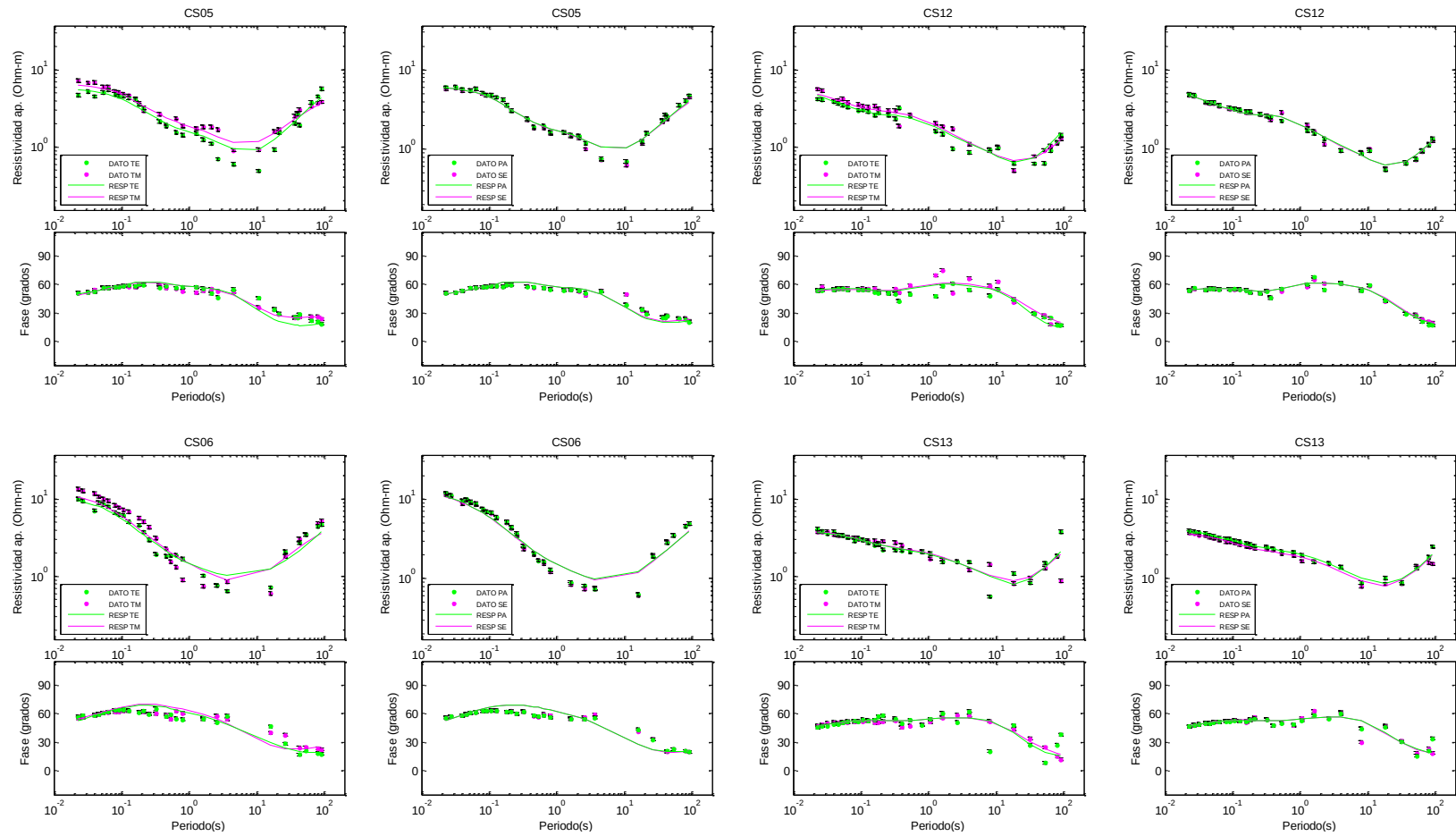
Residual datos SE-PA Perfil Norte

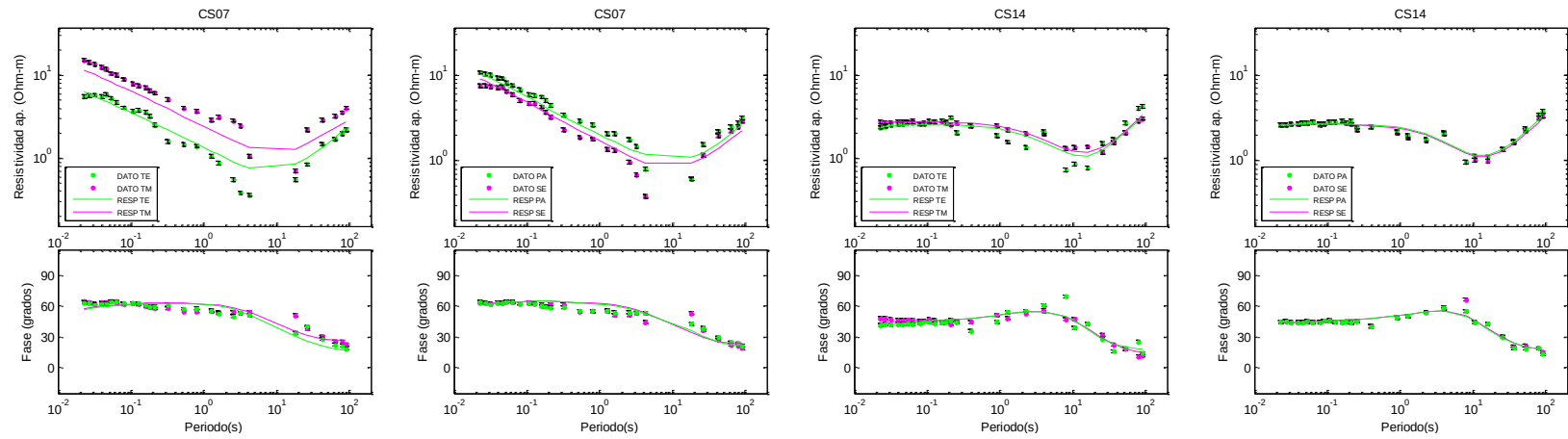


Perfil Sur

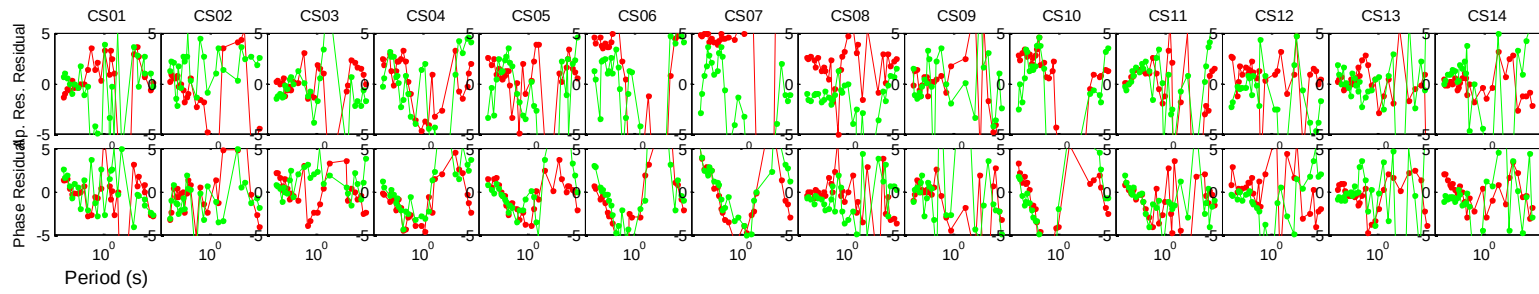




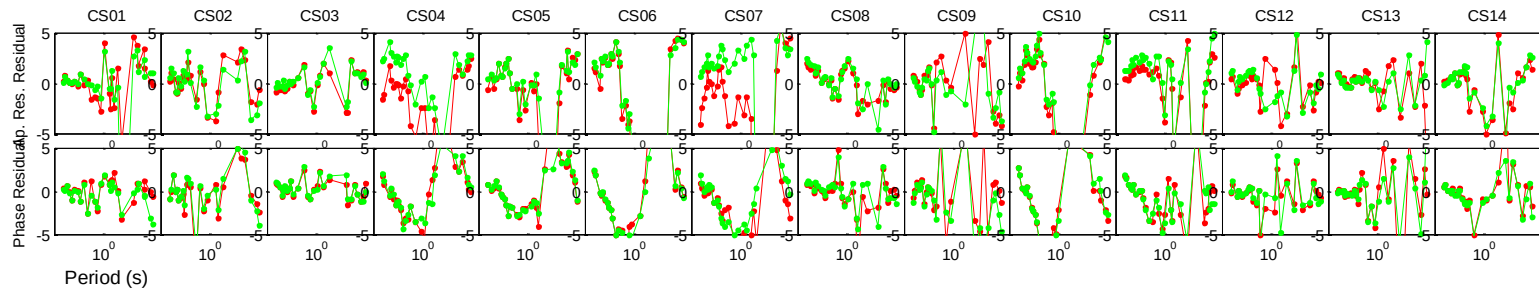




Residual datos TE-TM Perfil Sur



Residual datos SE-PA Perfil Sur



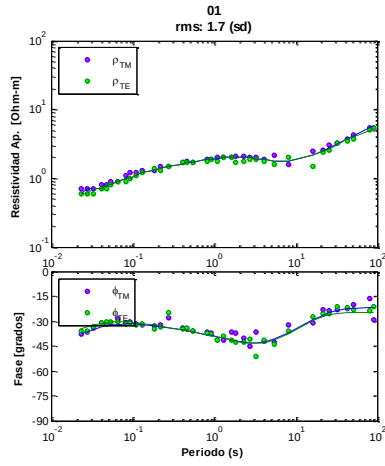
Anexo B

Inversión Gauss-Newton Modelos Someros

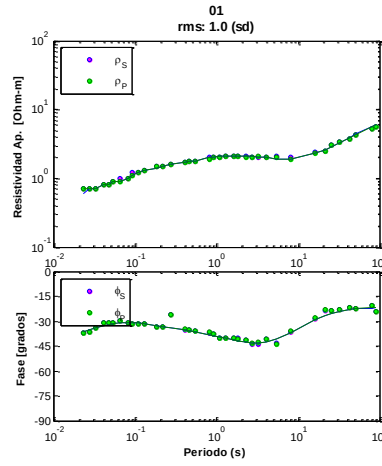
Resistividad y fase observadas (TE-TM y SE-PA) comparadas con las calculadas para el Perfil Norte y Sur (Somero)

Perfil Norte

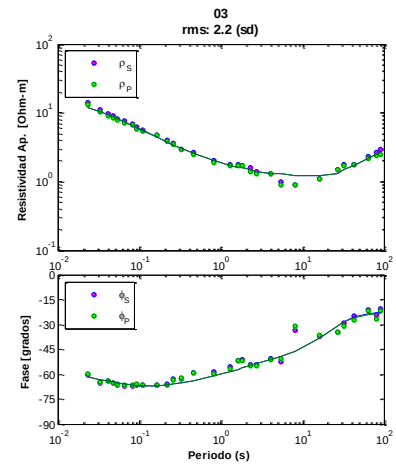
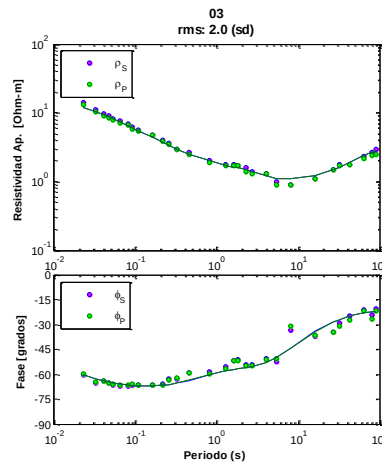
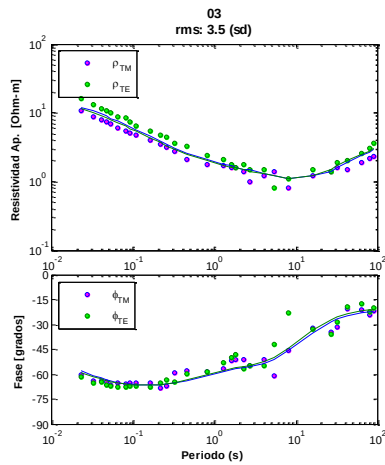
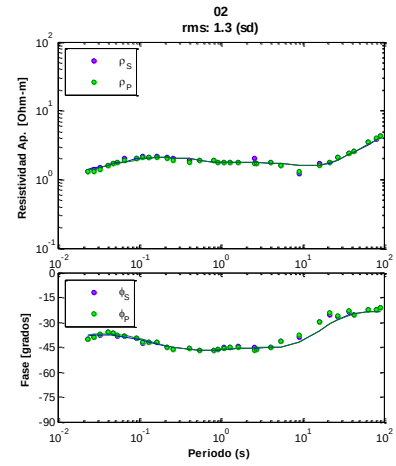
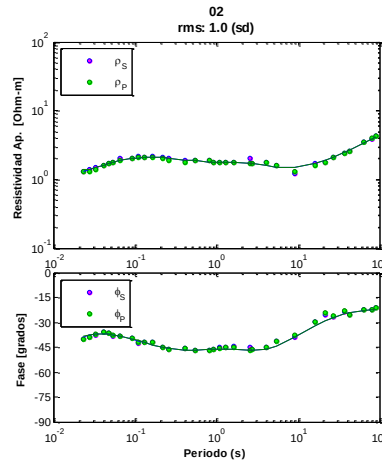
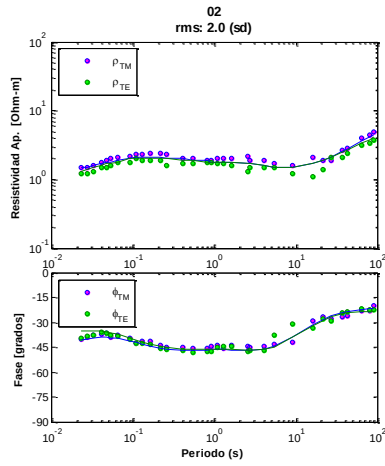
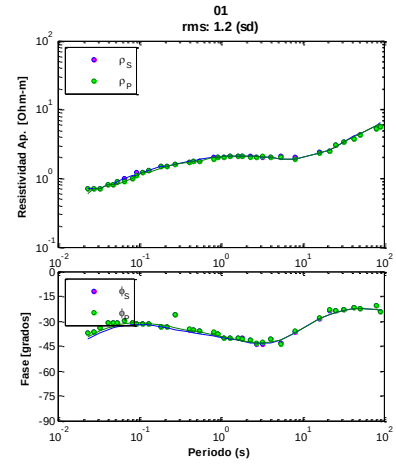
TE-TM

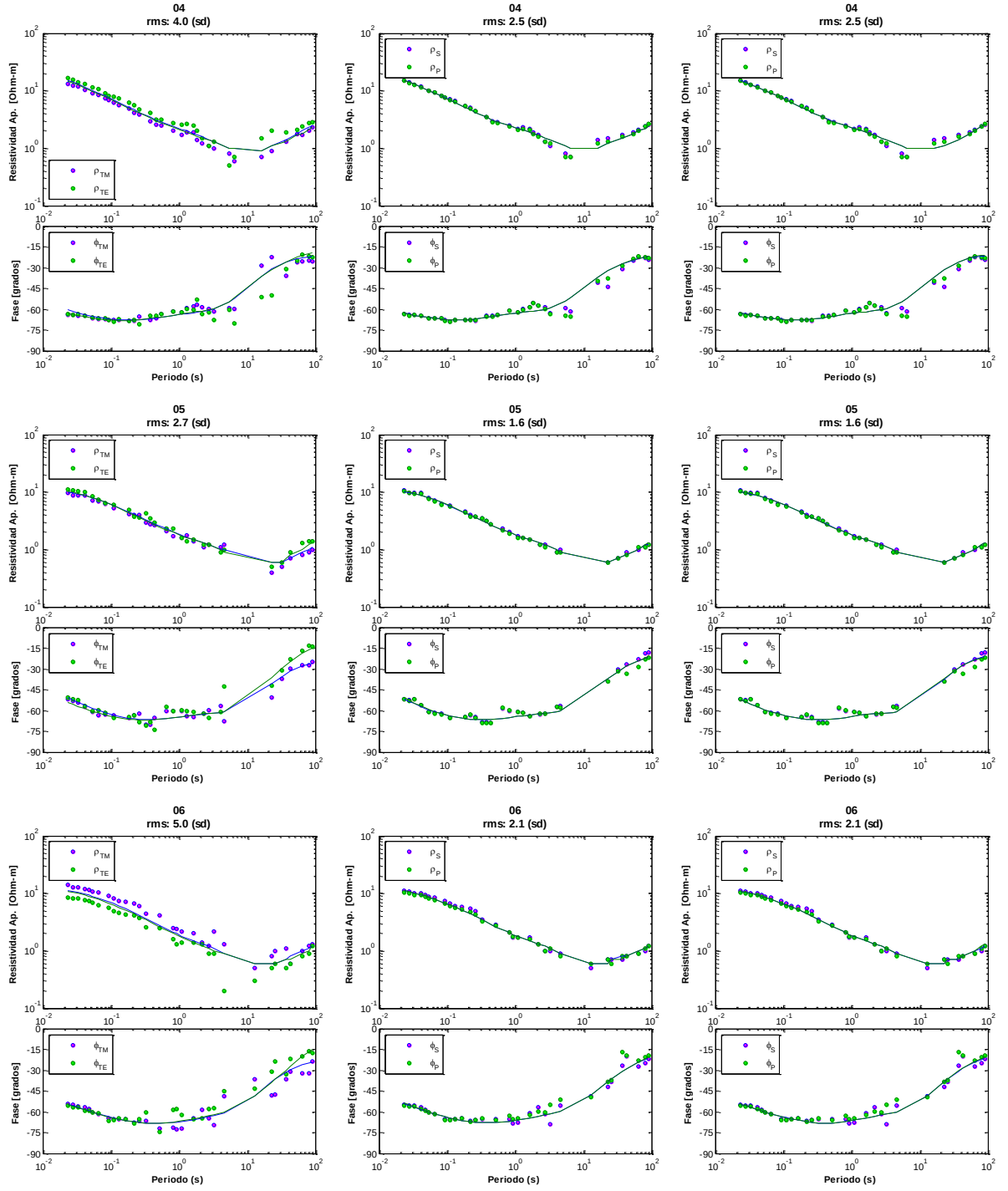


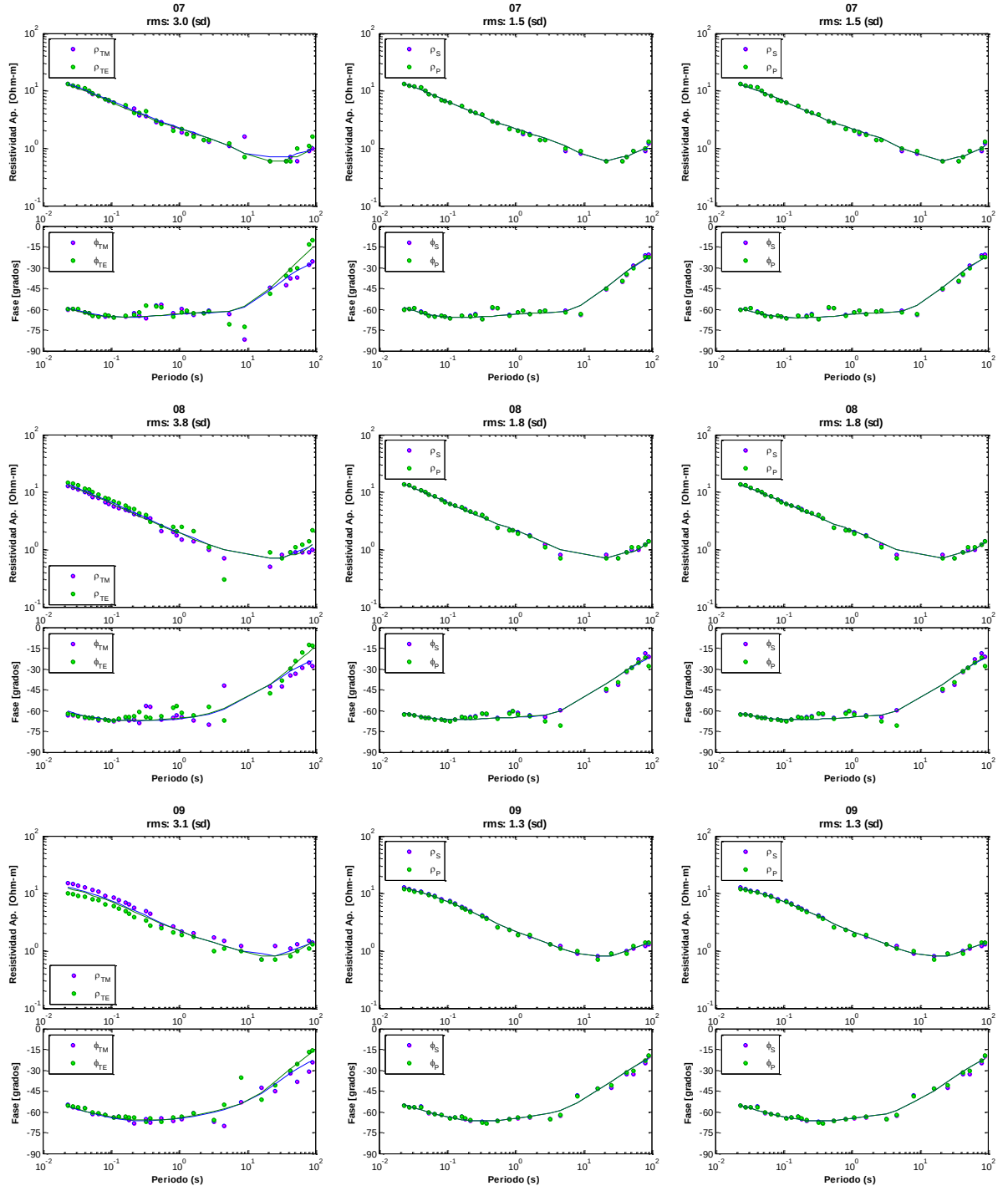
SE-PA

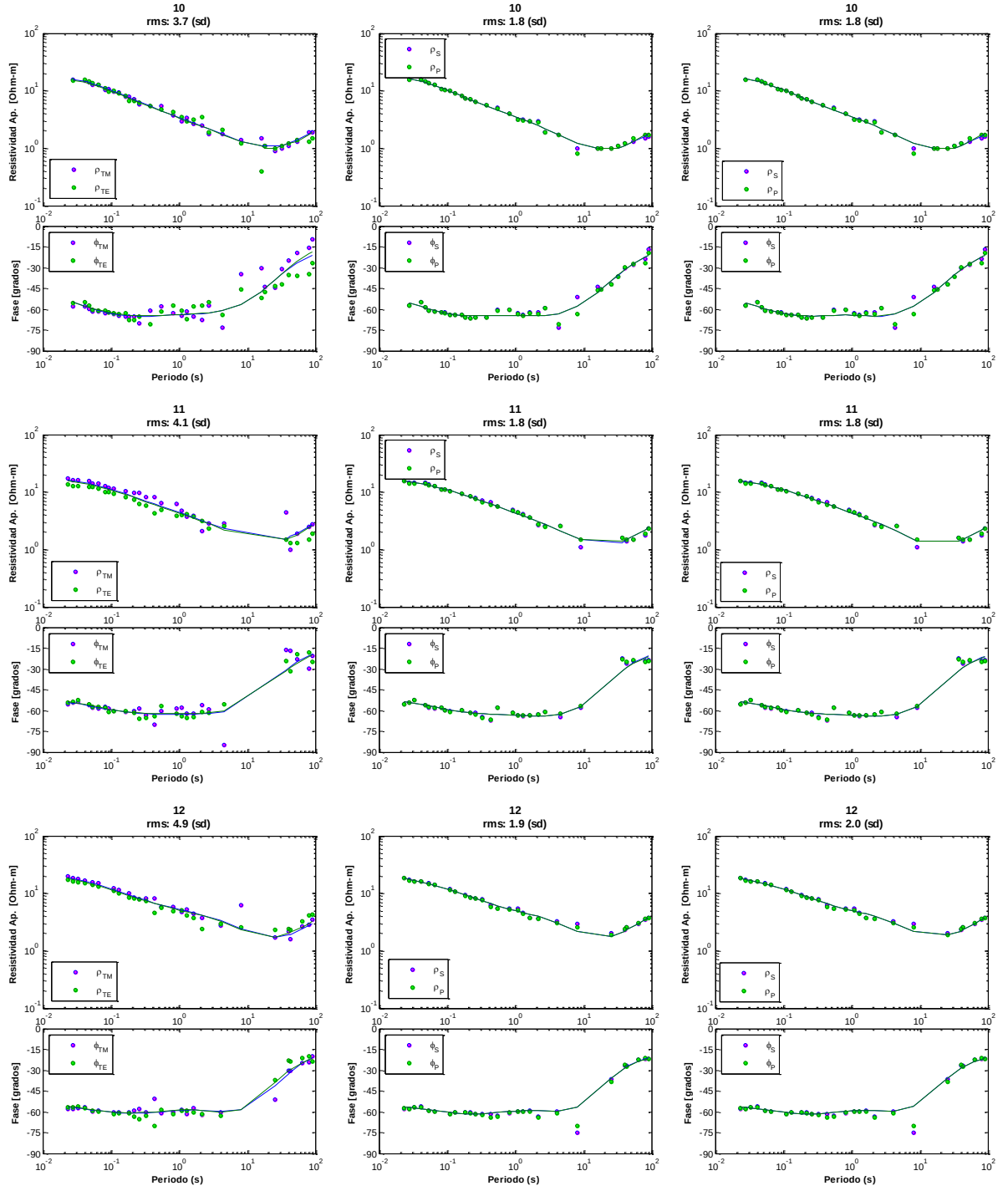


SEPA Constreñido



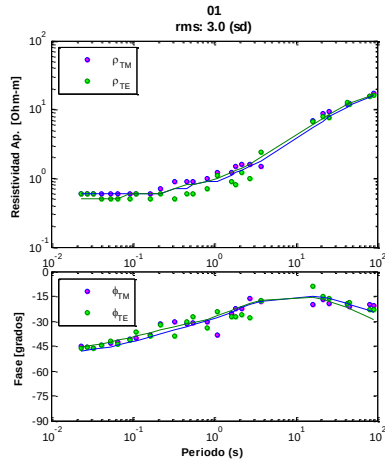




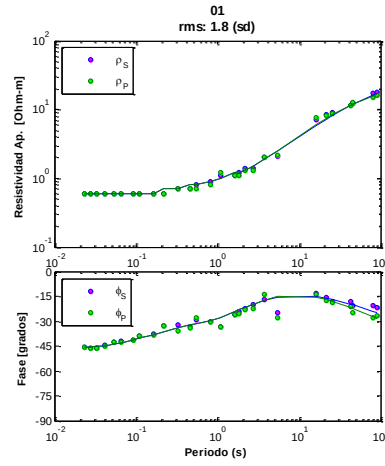


Perfil Sur

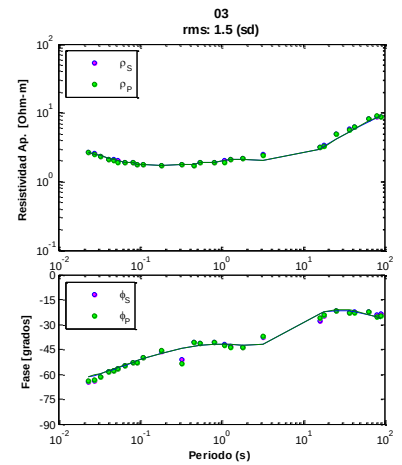
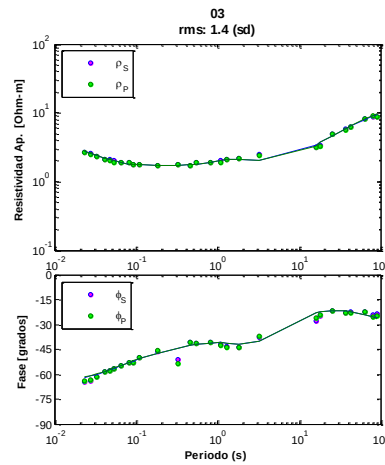
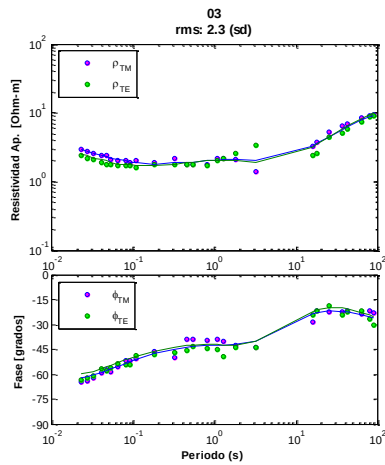
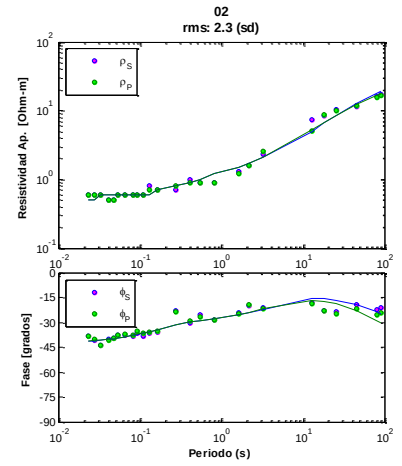
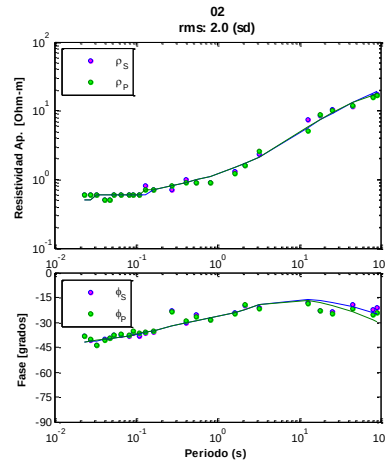
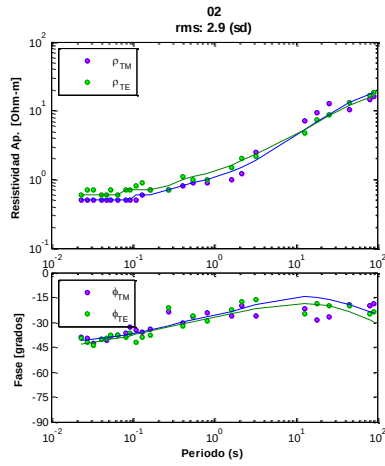
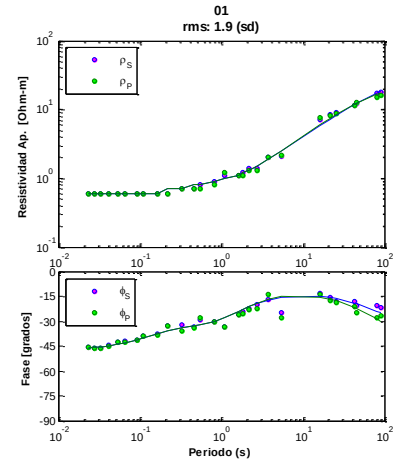
TE-TM

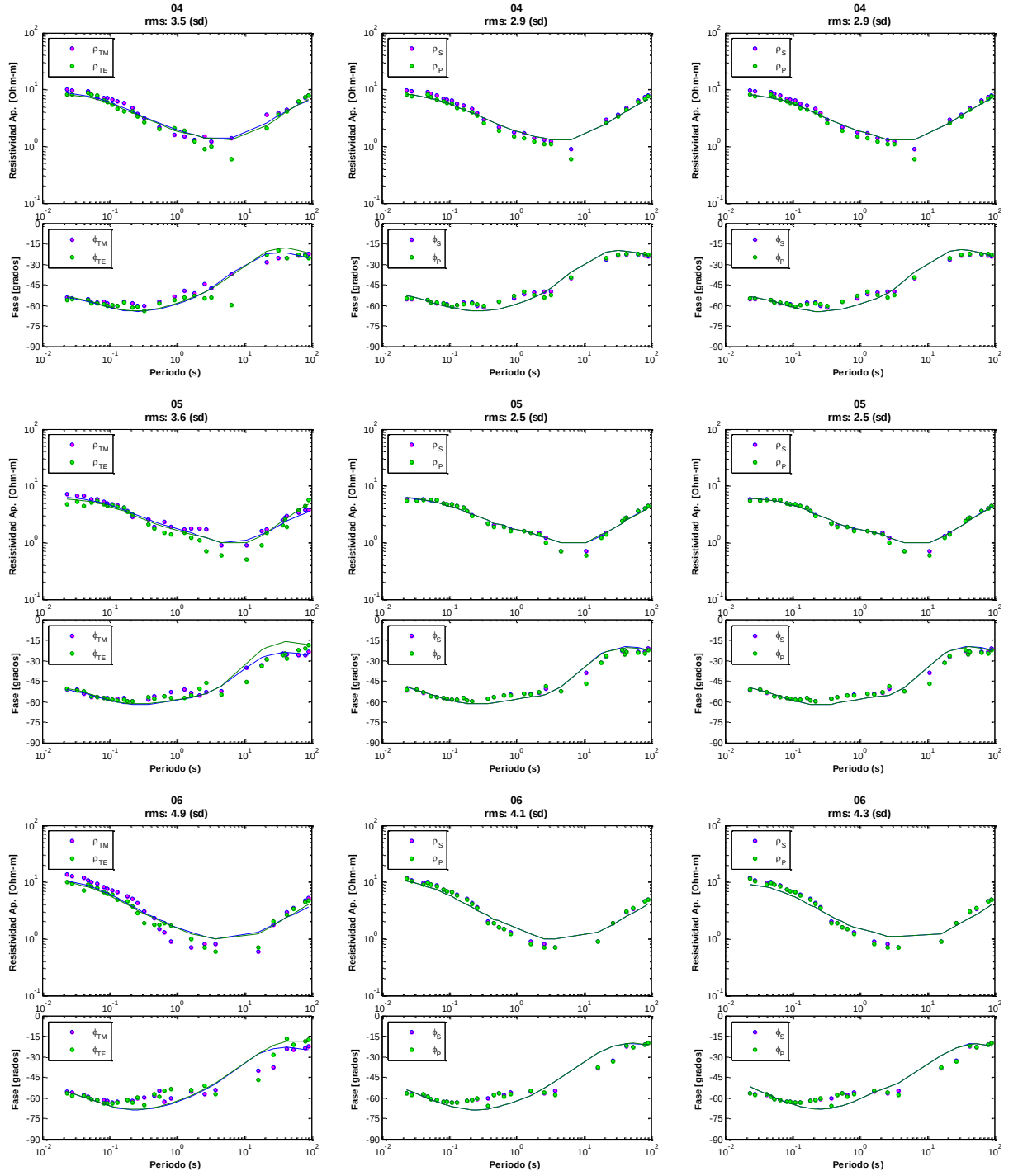


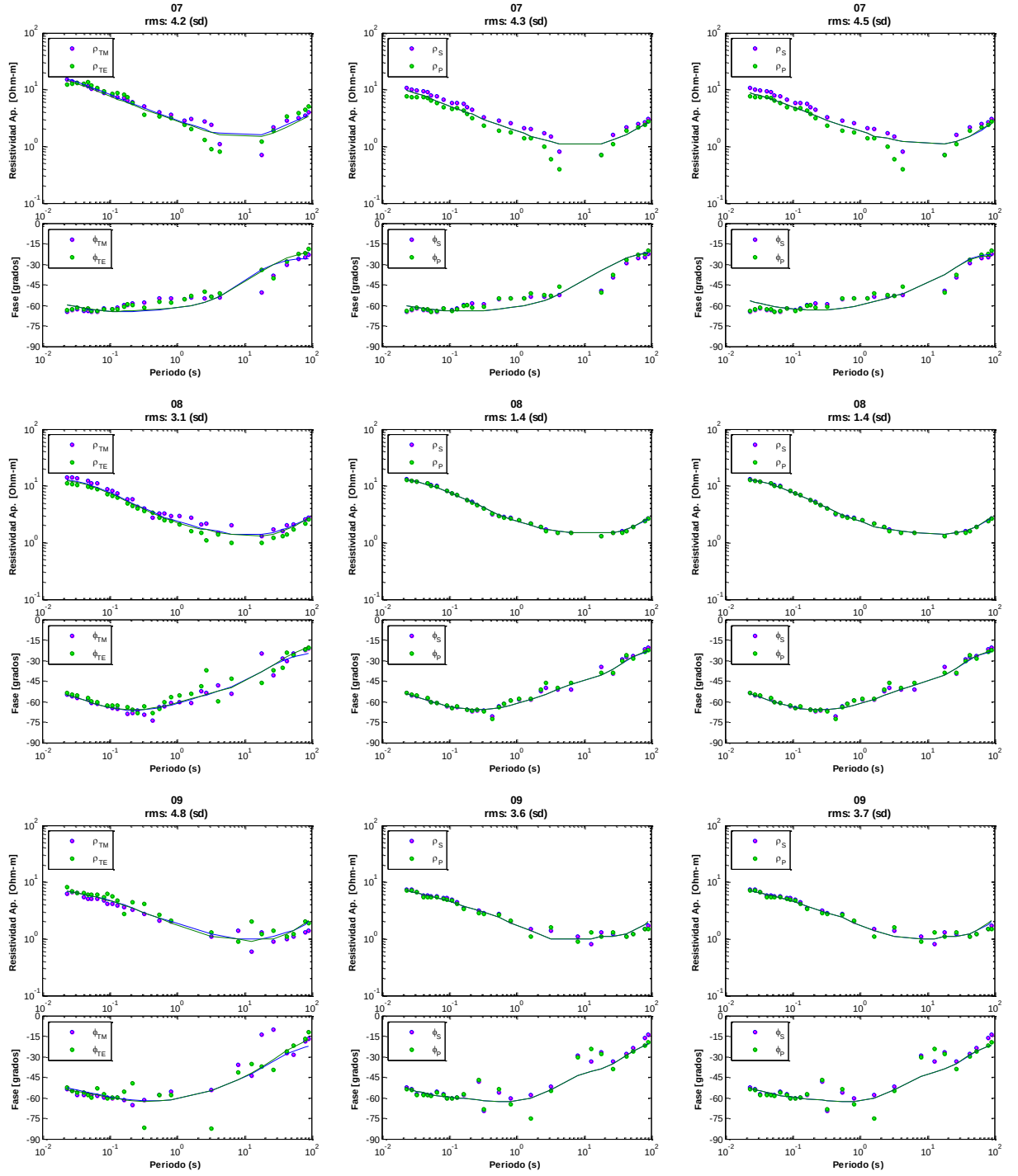
SE-PA

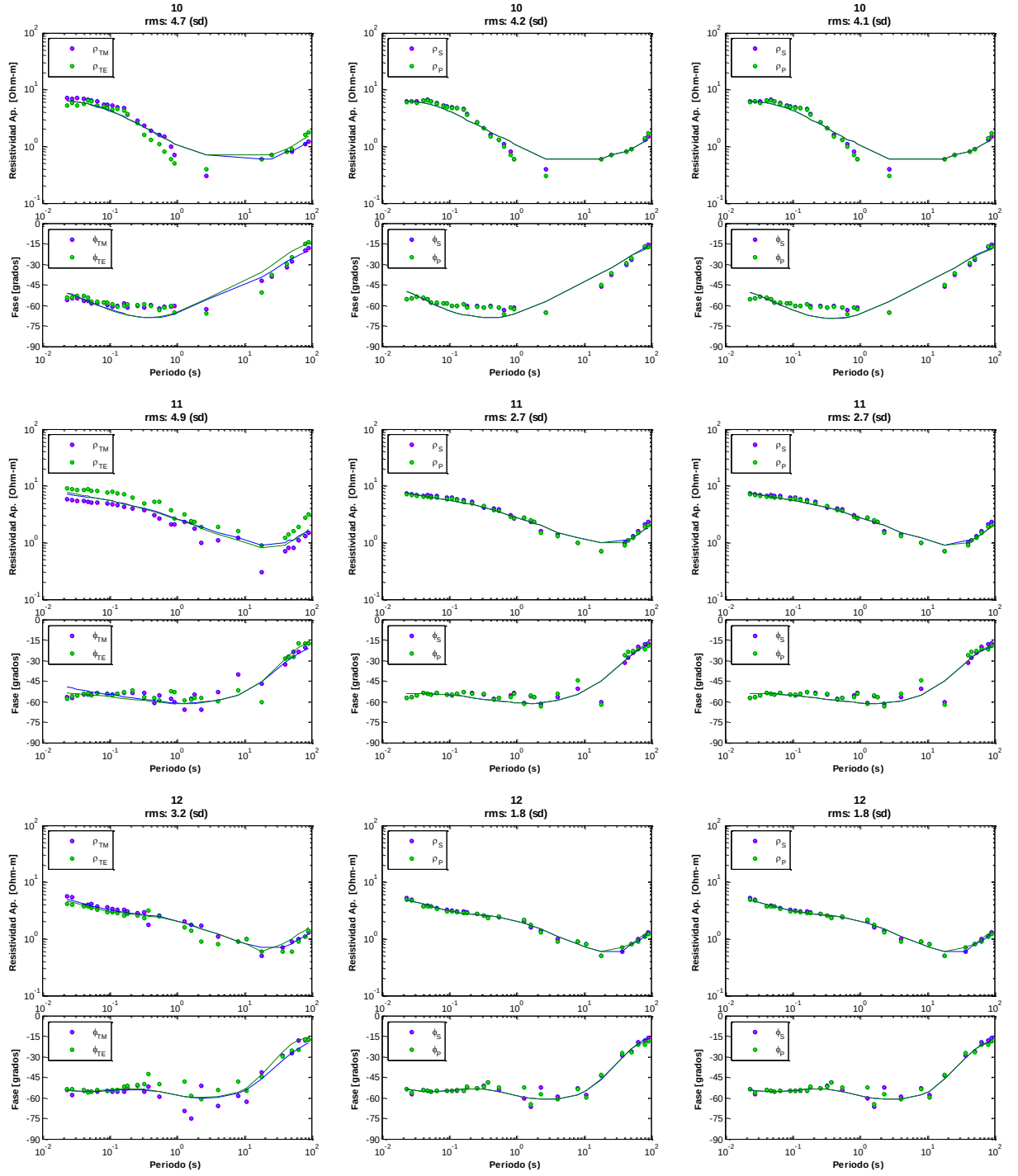


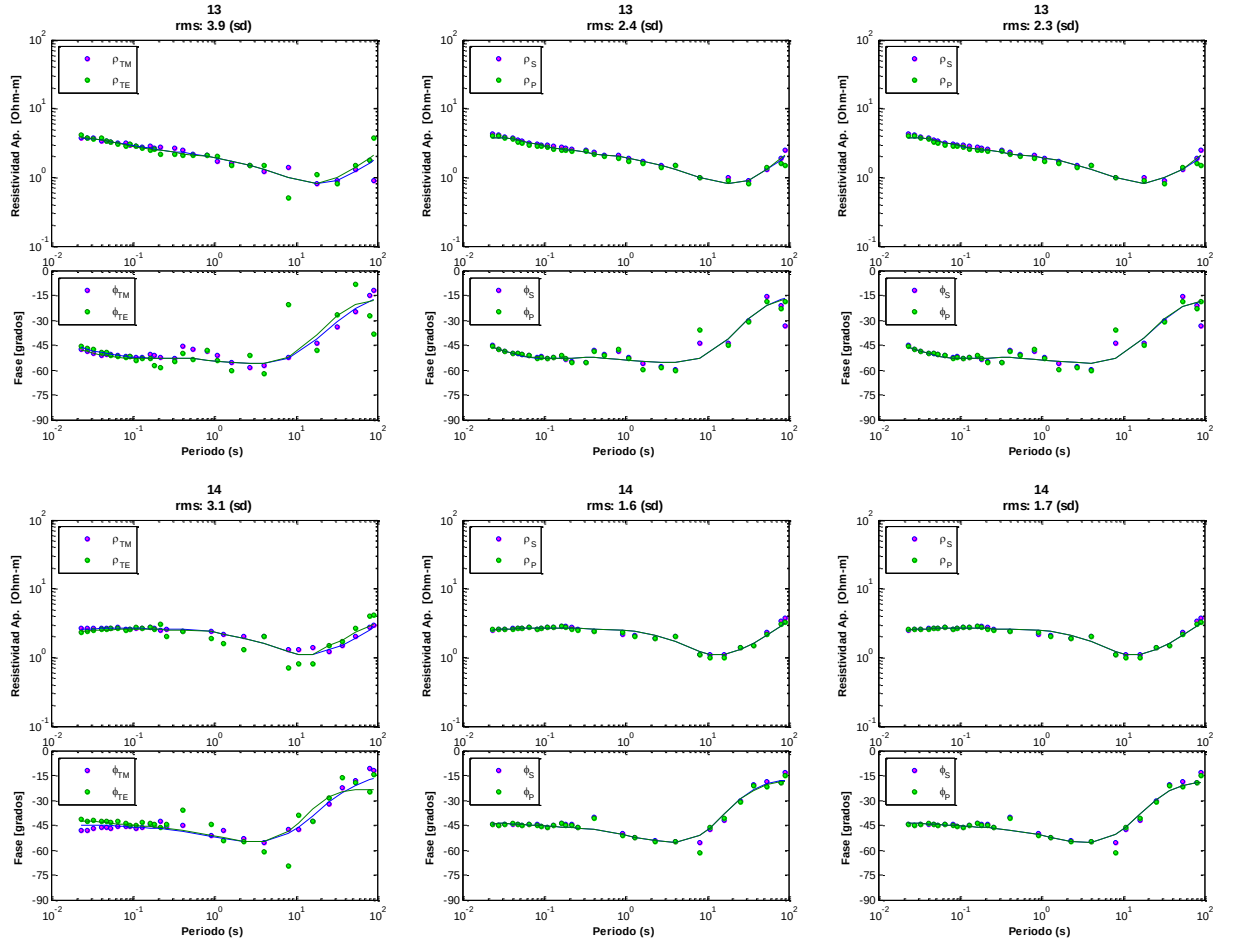
SEPA Constreñido









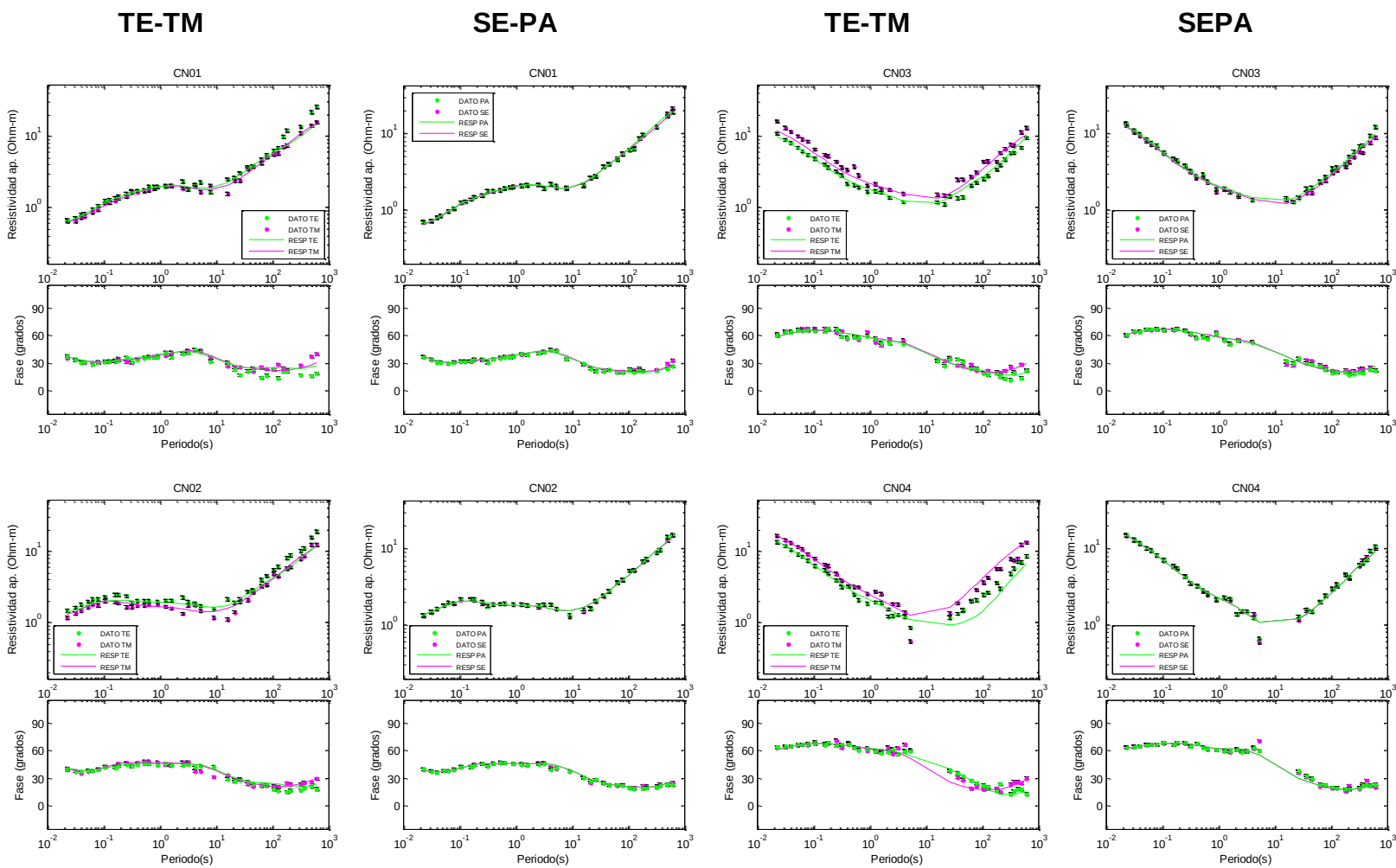


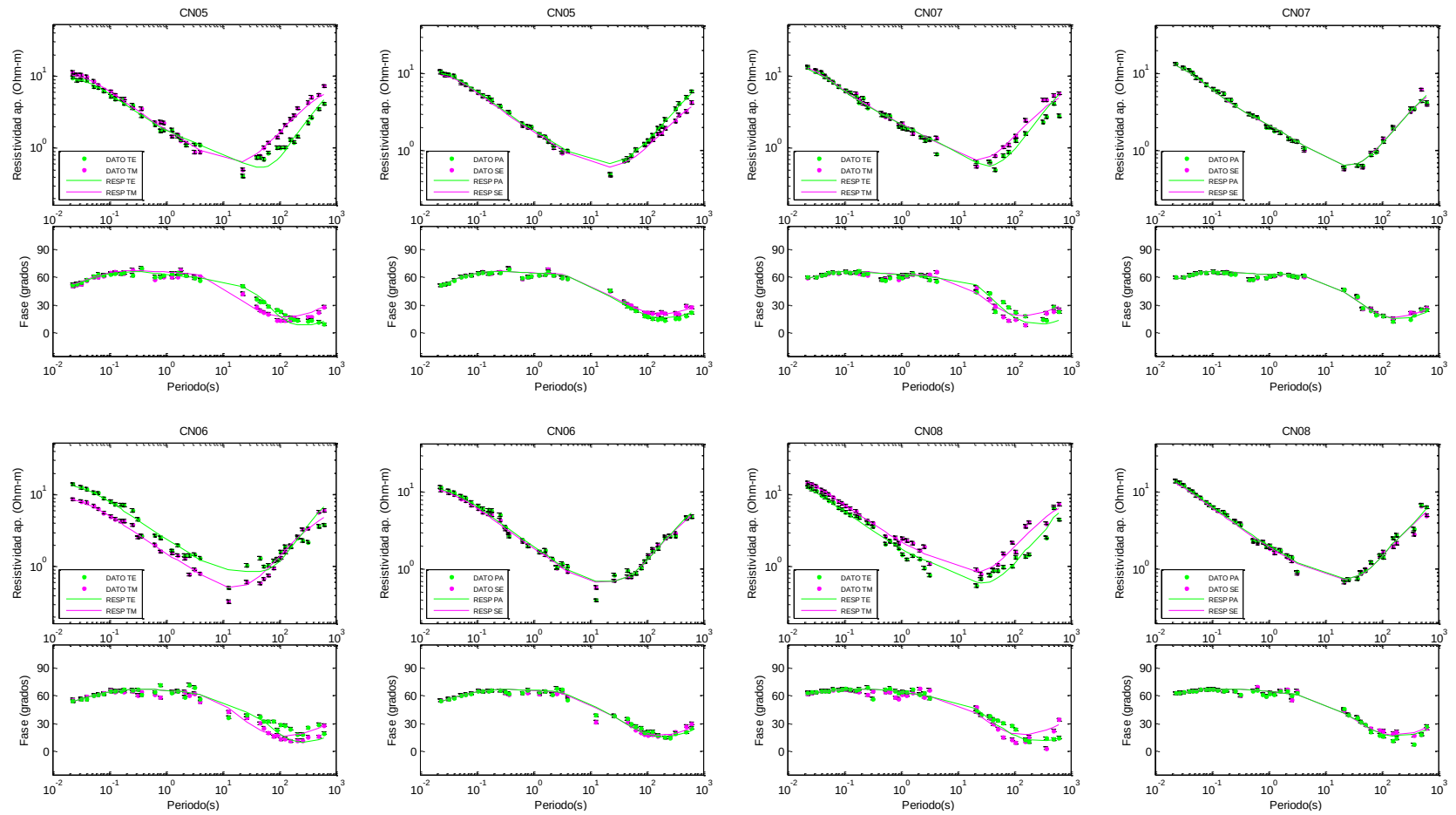
Anexo C

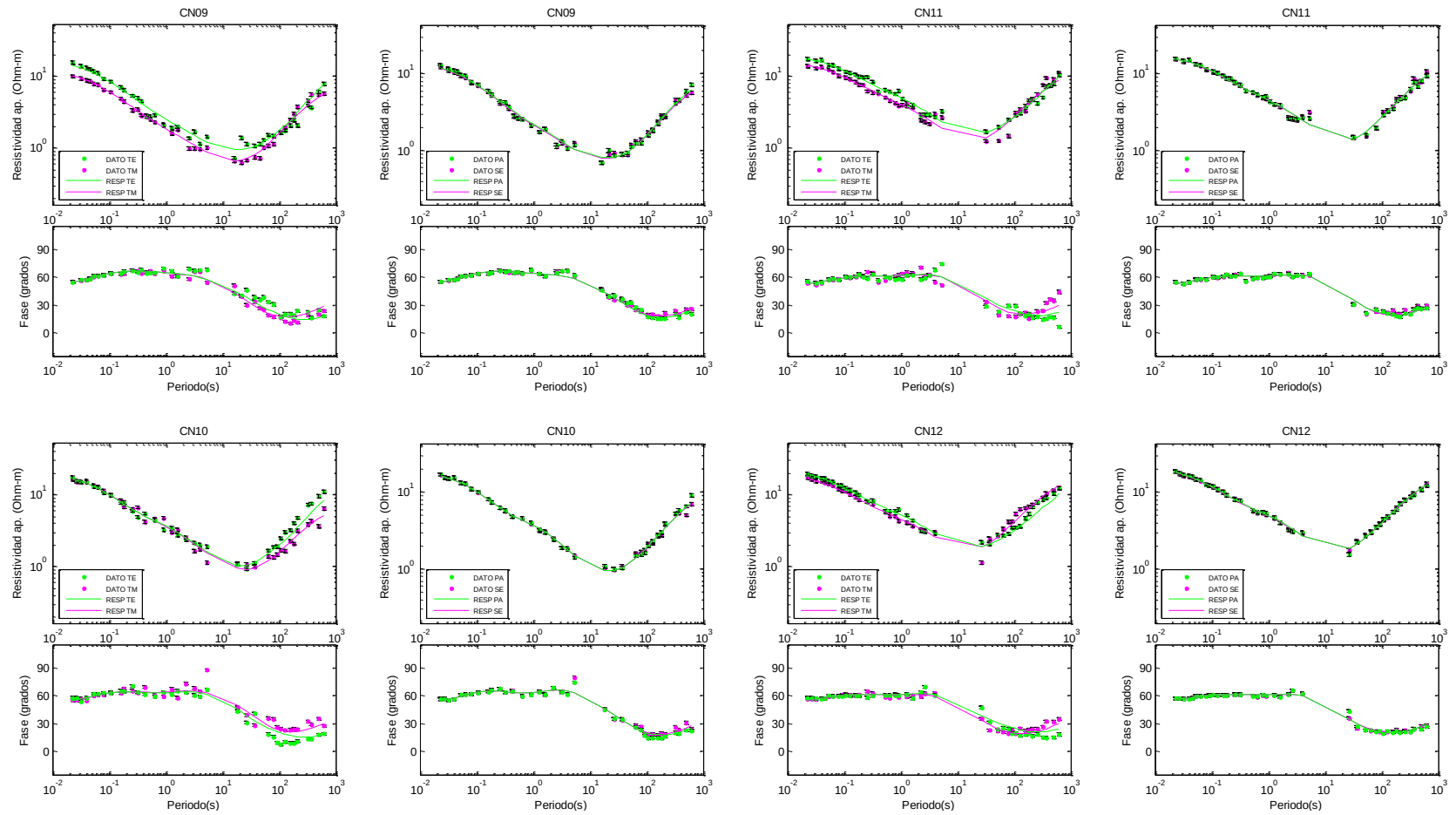
Inversión tipo Occam Modelos Profundos

Resistividad y fase observadas (TE-TM y SE-PA) comparadas con las calculadas para el Perfil Norte y Sur (Profundo).

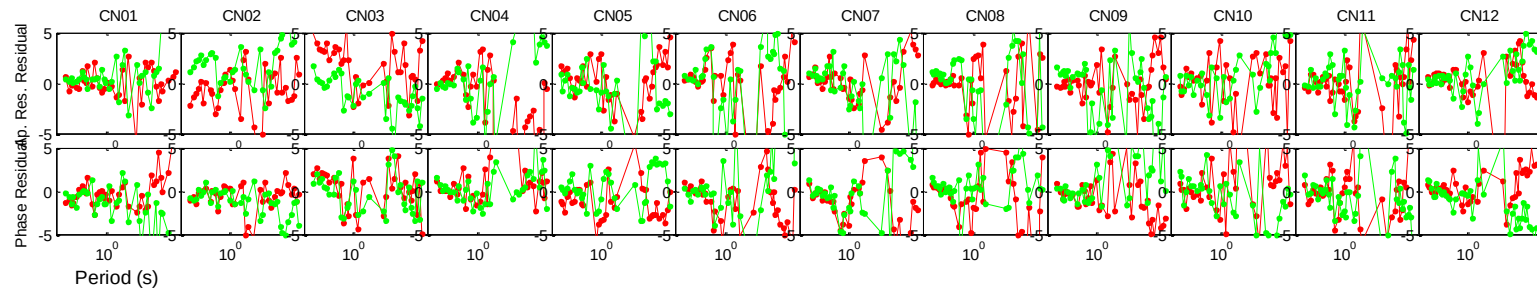
Perfil Norte



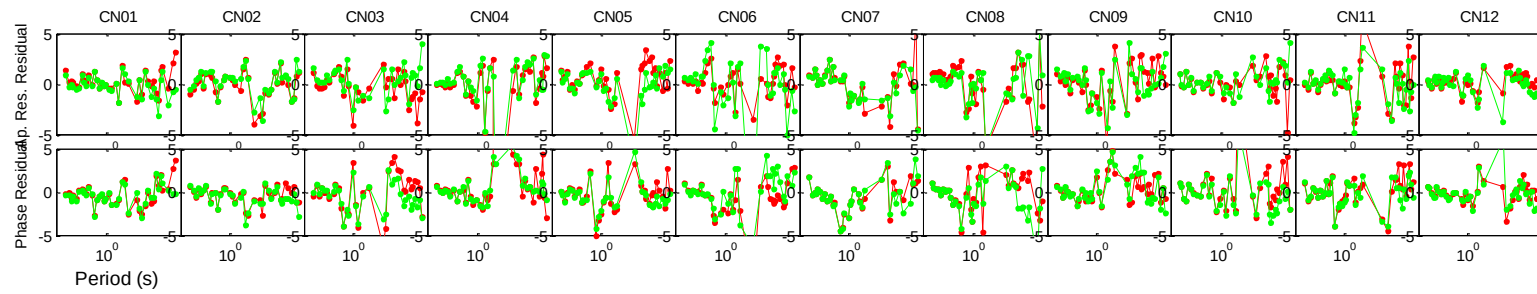




Residual datos TE-TM Perfil Norte

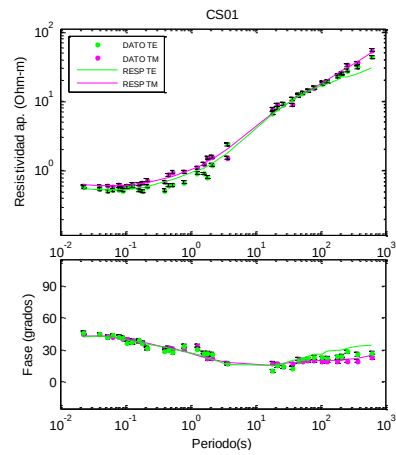


Residual datos SE-PA Perfil Norte

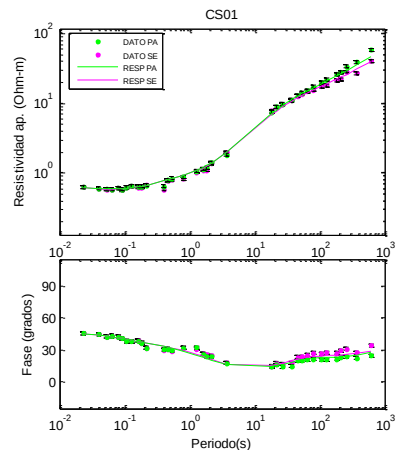


Perfil Sur

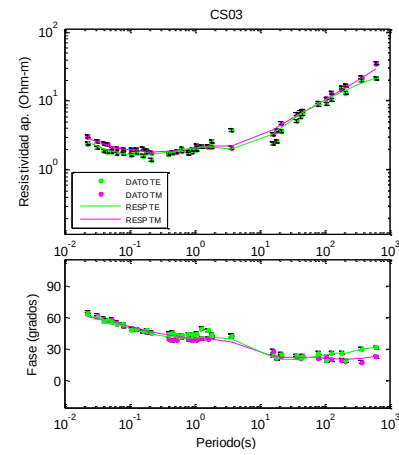
TE-TM



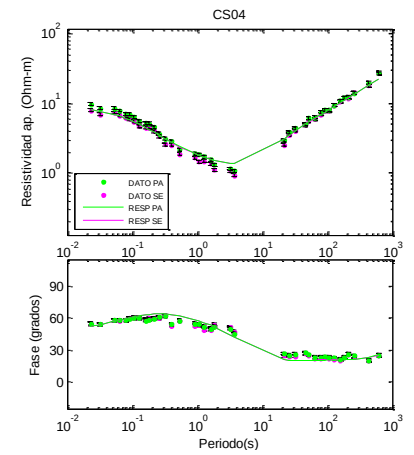
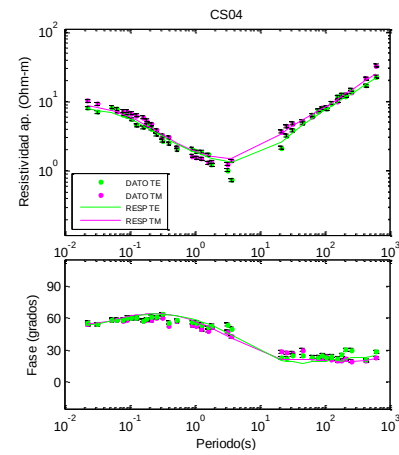
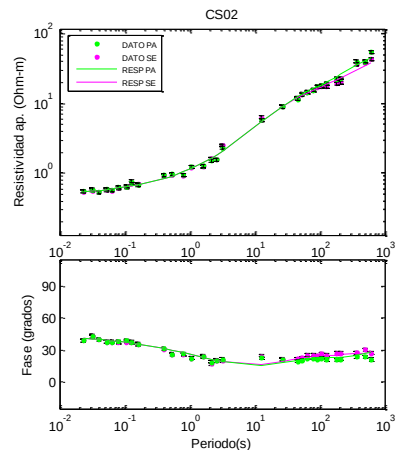
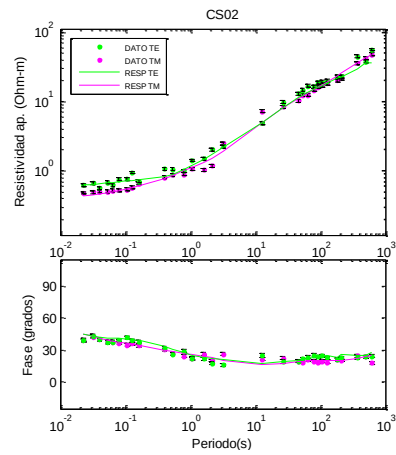
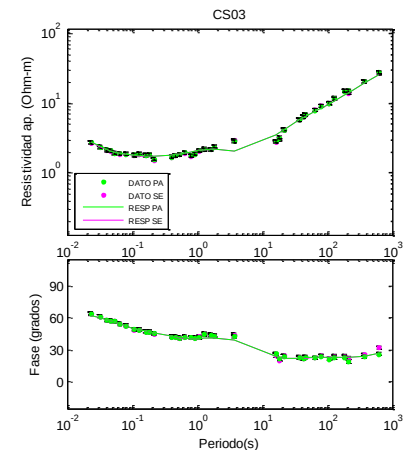
SE-PA

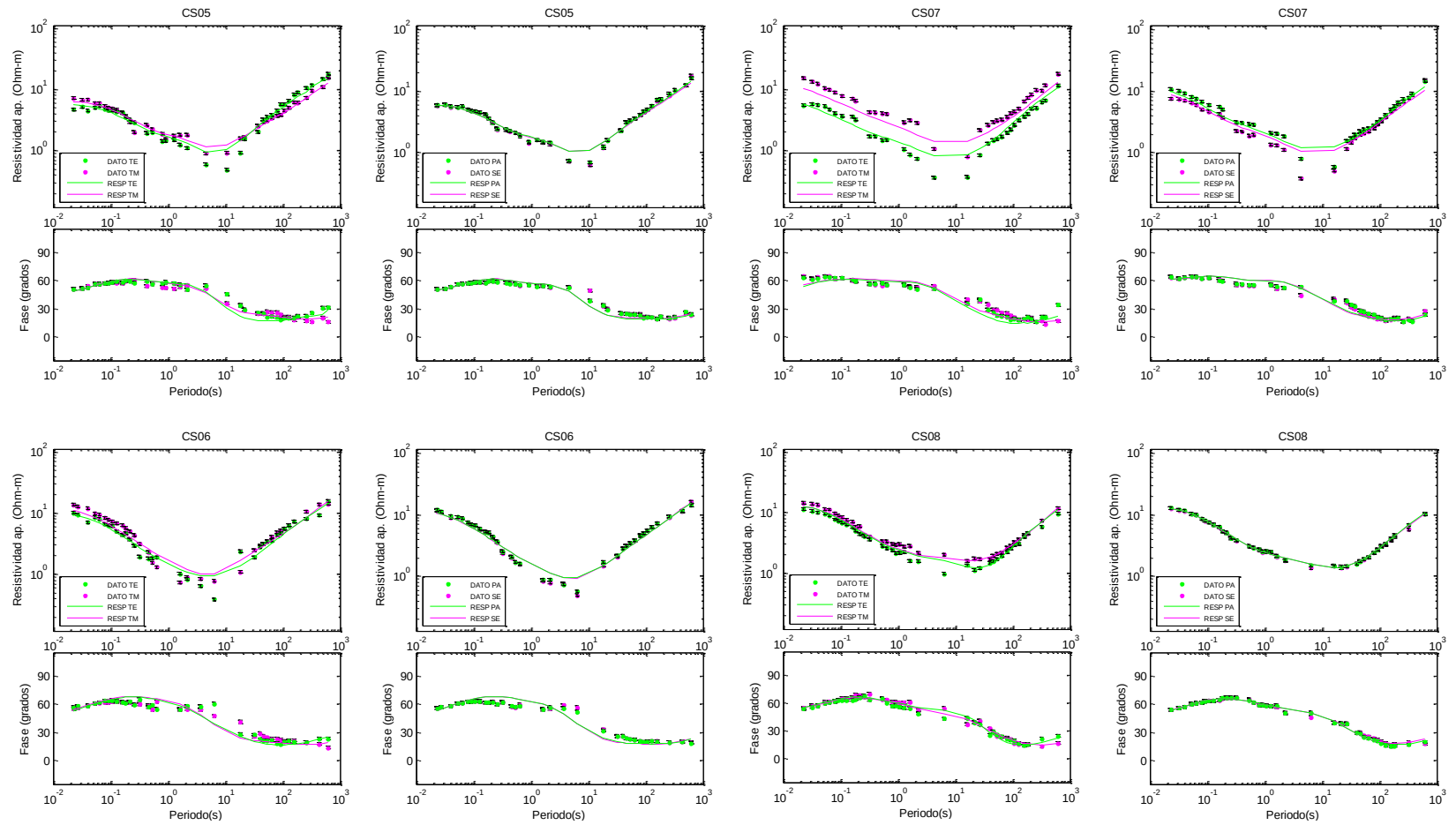


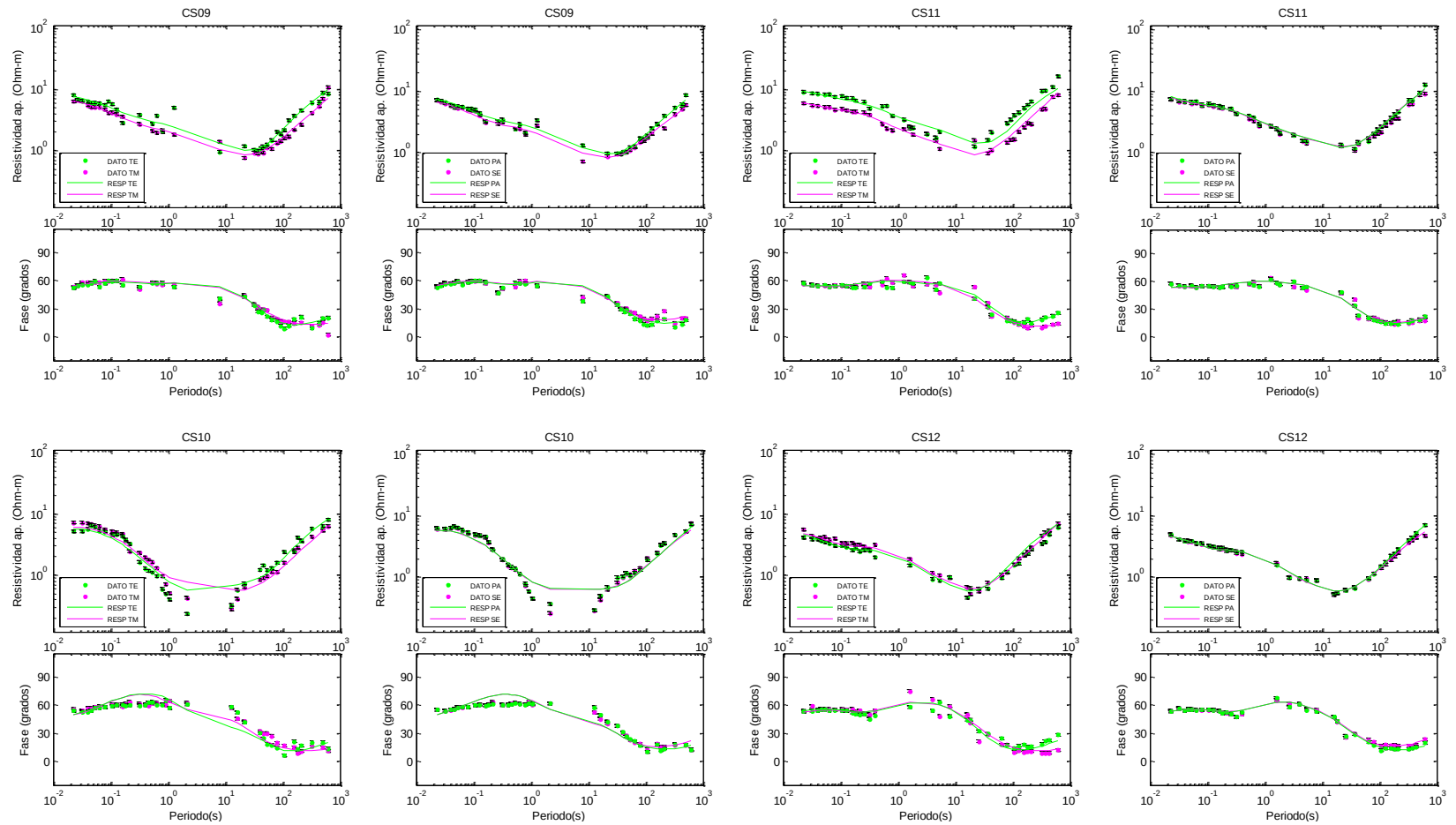
TE-TM

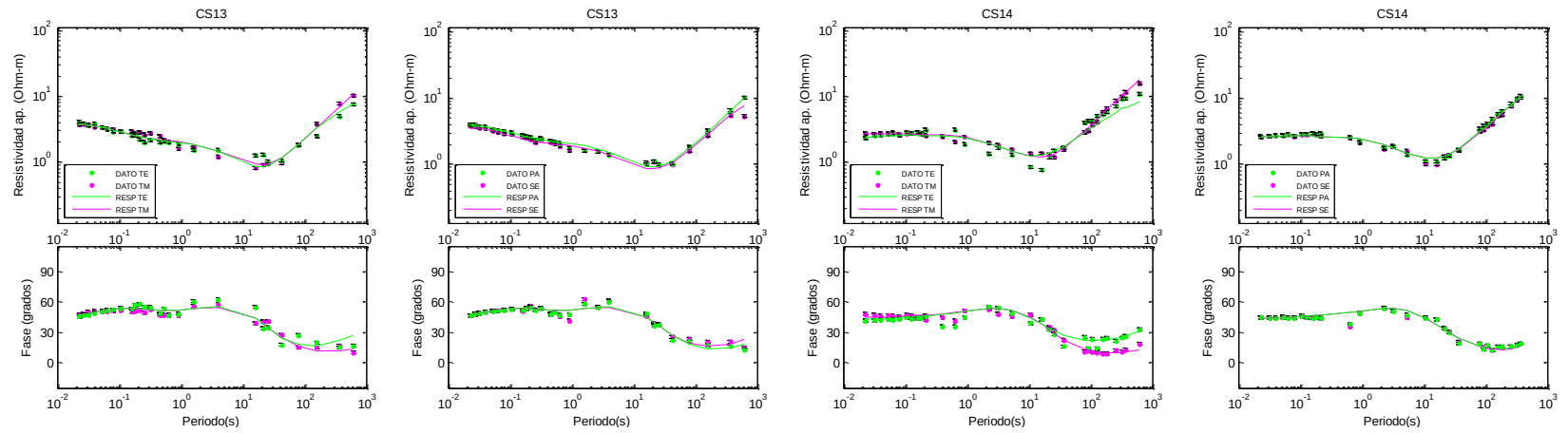


SEPA

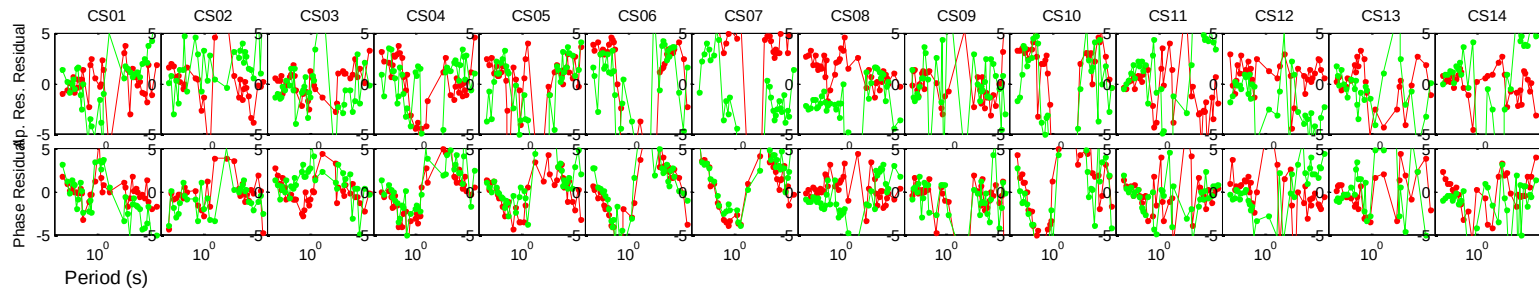




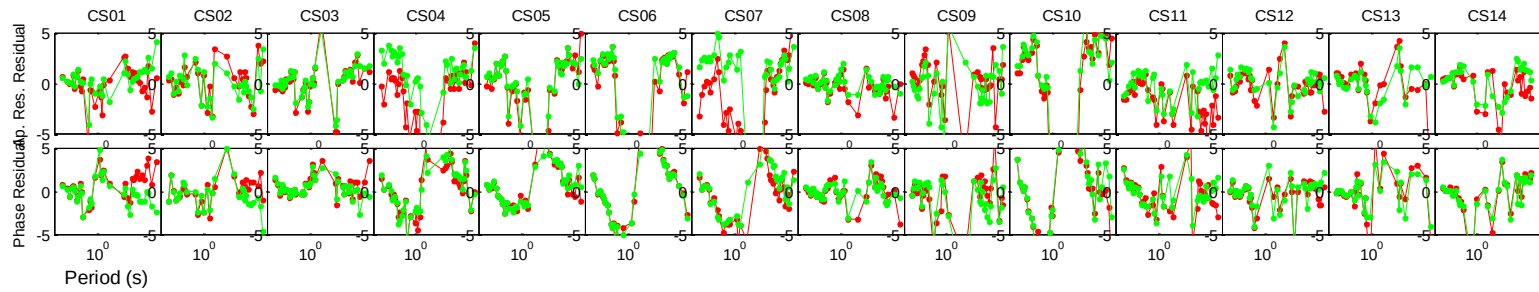




Residual datos TE-TM Perfil Sur



Residual datos SE-PA Perfil Sur

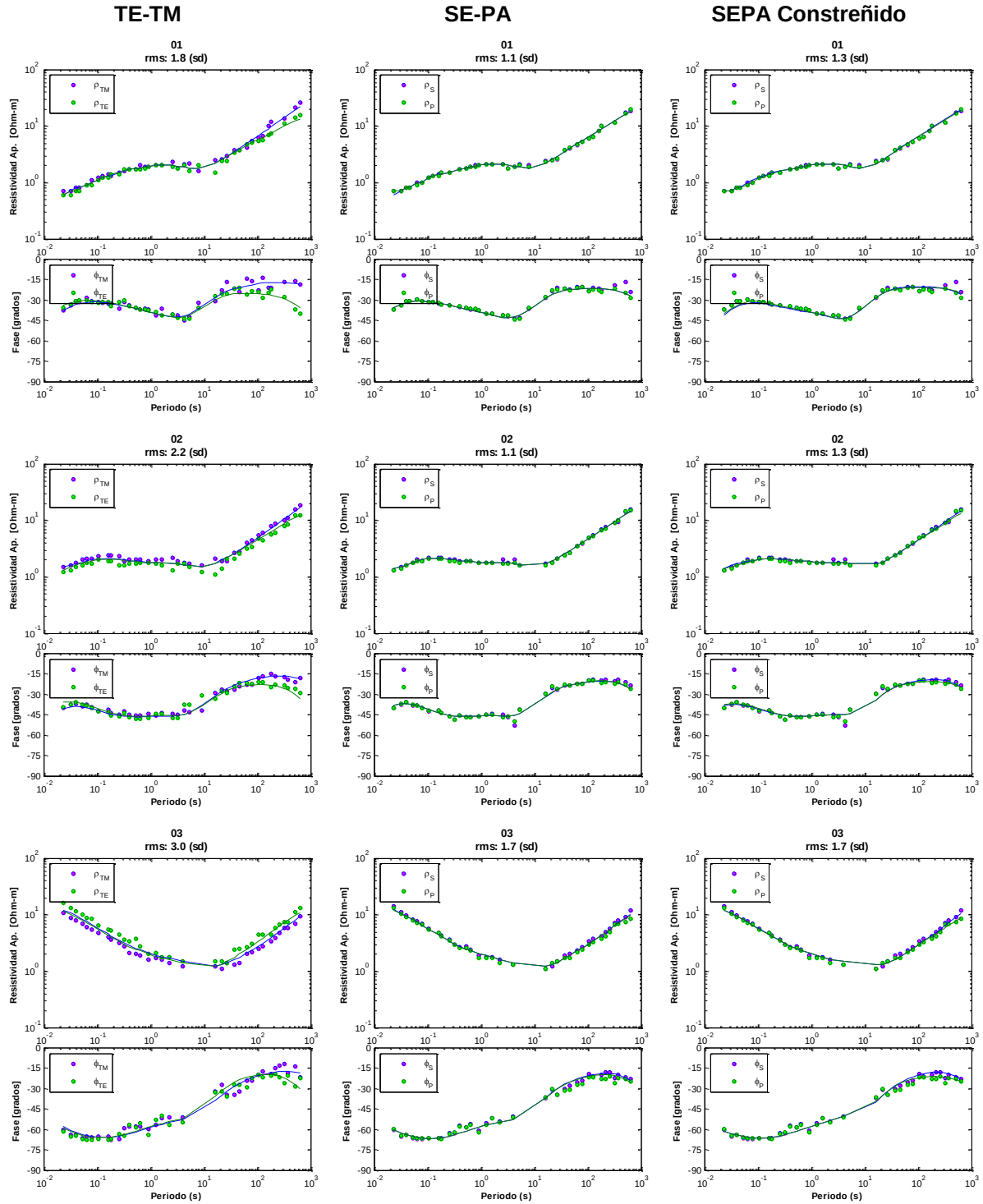


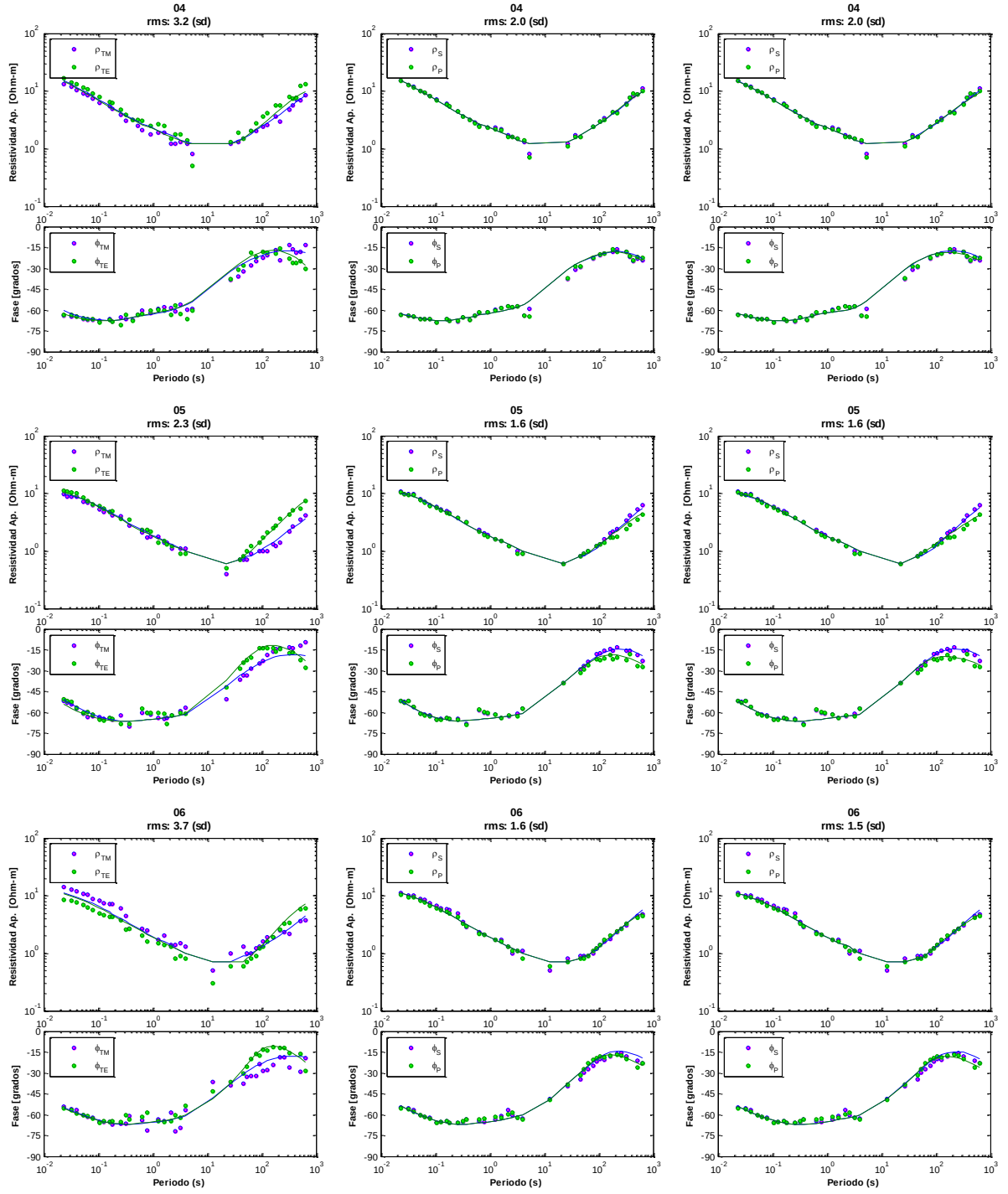
Anexo D

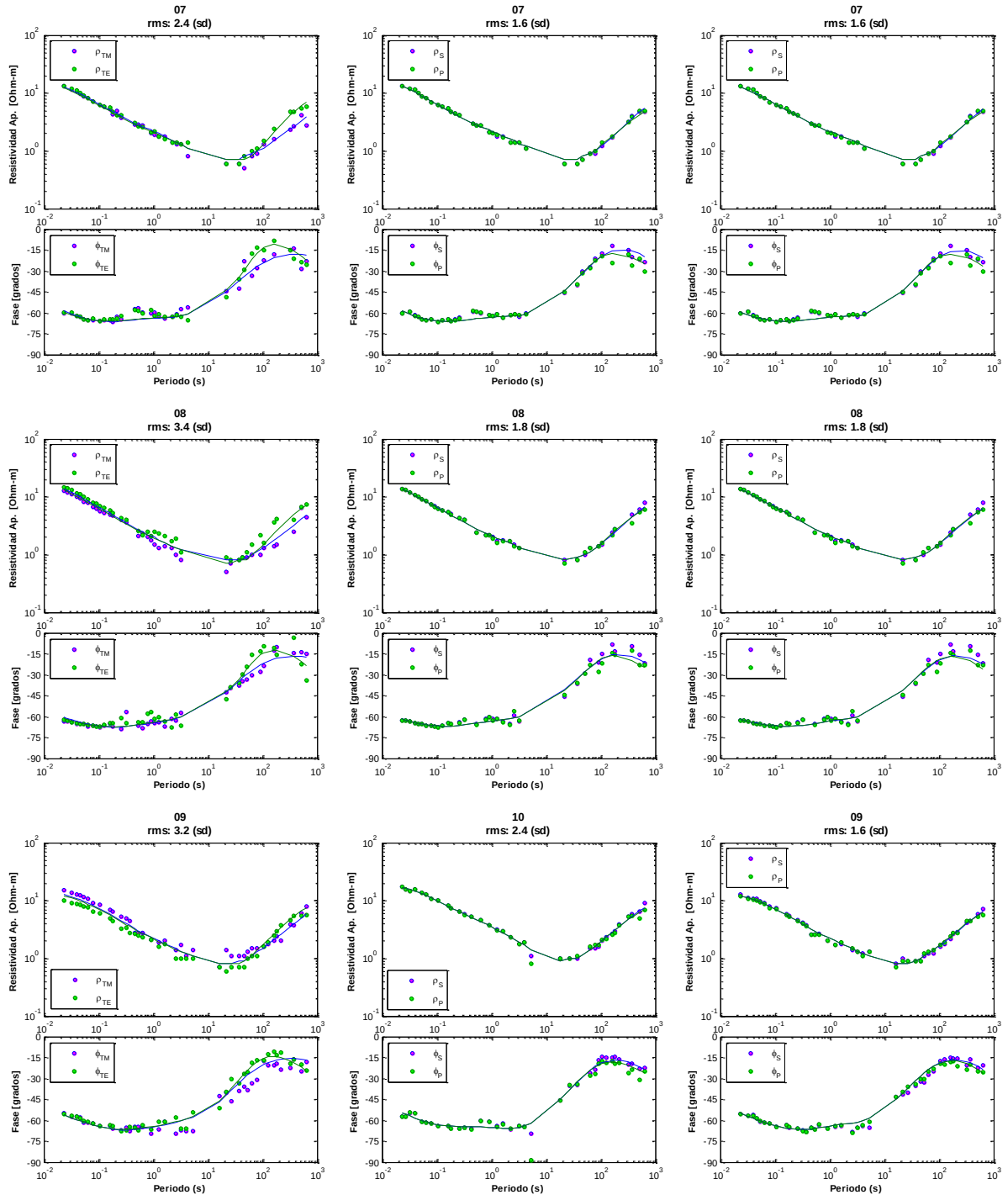
Inversión Gauss-Newton Modelos Profundos

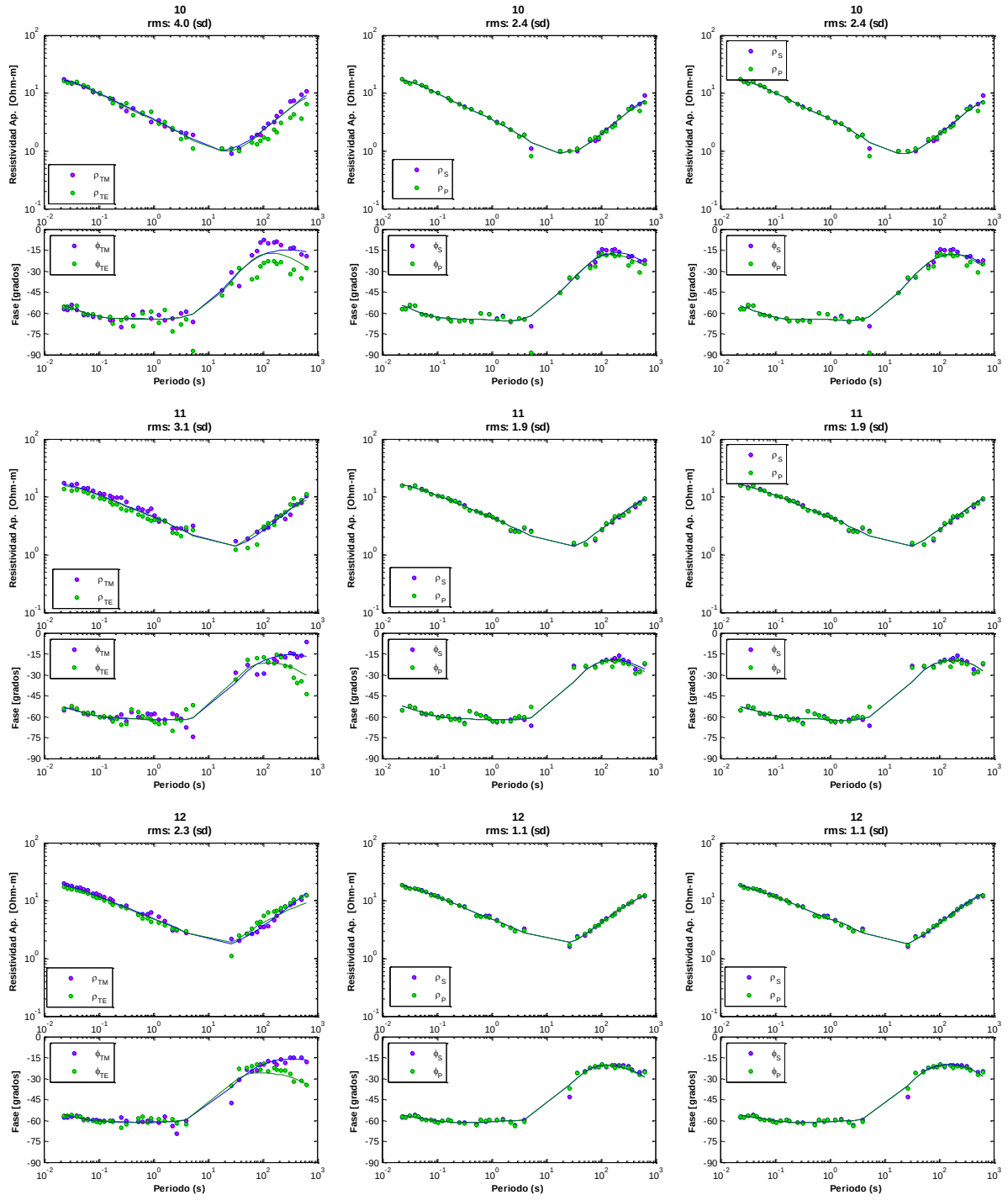
Resistividad y fase observadas (TE-TM y SE-PA) comparadas con las calculadas para el Perfil Norte y Sur (Profundo)

Perfil Norte



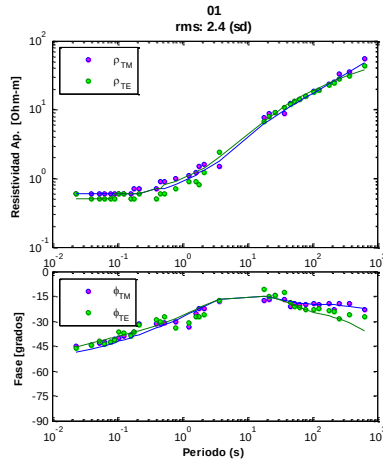




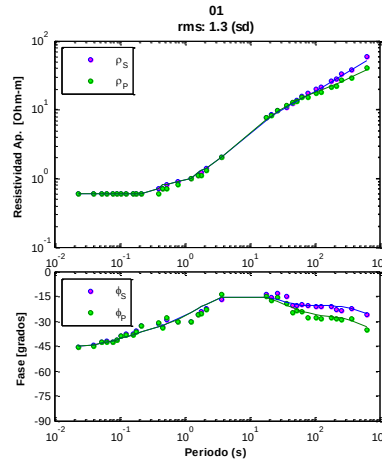


Perfil Sur

TE-TM



SE-PA



SEPA Constreñido

