

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada



**PERFIL MAGNETO TELÚRICO A TRAVÉS DE LA
SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO**

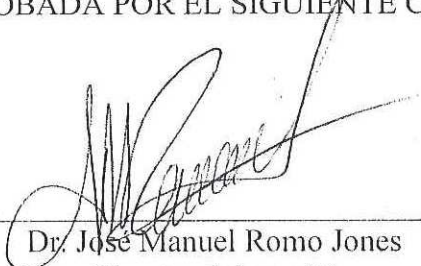
TESIS

MAESTRÍA EN CIENCIAS

URIEL PAMPLONA PÉREZ

ENSENADA BAJA CALIFORNIA, MÉXICO, OCTUBRE DE 2007.

TESIS DEFENDIDA POR
Uriel Pamplona Pérez
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. José Manuel Romo Jones
Director del comité



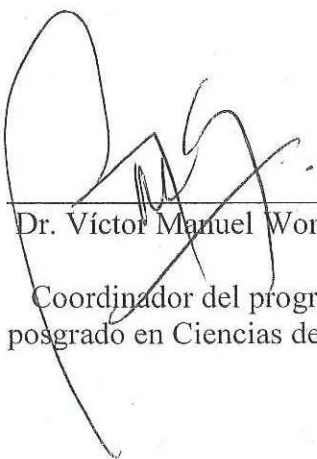
Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado
Miembro del comité



Dr. Modesto Ortiz Figueroa
Miembro del comité



MC Francisco Suárez Vidal
Miembro del comité



Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
Coordinador del programa de
posgrado en Ciencias de la Tierra



Dr. Edgar G. Pavía López
Director de Estudios de Posgrado

22 de Octubre de 2007

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



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

**PERFIL MAGNETOTELÚRICO A TRAVÉS DE LA SIERRA SAN PEDRO MÁRTIR,
BAJA CALIFORNIA, MÉXICO.**

TESIS

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

Presenta:

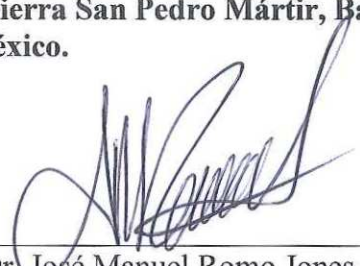
URIEL PAMPLONA PÉREZ

Ensenada, Baja California, México, Octubre del 2007.

RESUMEN de la tesis que presenta **Uriel Pamplona Pérez**, 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, México. Octubre del 2007.

Perfil Magnetotelúrico a través de la Sierra San Pedro Mártir, Baja California, México.

Resumen aprobado por:



Dr. José Manuel Romo Jones
Director de tesis

RESUMEN

En este trabajo se presenta un modelo de resistividad eléctrica de la corteza, obtenido a partir de un perfil magnetotelúrico realizado a través de la Sierra San Pedro Mártir (SPM), en el norte de Baja California, México. El perfil consiste en 26 sitios (MT) y tiene una longitud de ~110 kilómetros, cruzando varias de las principales estructuras tectónicas que ocurren en la corteza de Baja California. Utilizamos un conjunto de impedancias invariantes y una técnica de inversión regularizada, para estimar un modelo 2-D de la resistividad de la corteza. El modelo de la resistividad que resulta revela una anomalía conductora que presenta un buzamiento hacia el este, asociada posiblemente a una zona de sutura desarrollada durante un episodio importante de acreción en el Cretácico. Además, el modelo proporciona información sobre la extensión vertical de varios cuerpos plutónicos cartografiados en la superficie. Por otra parte, se observa un aumento en la conductividad a una profundidad cerca de los 20 kilómetros, que se podría asociar a fluidos atrapados en la transición frágil-dúctil. Esta anomalía puede corresponder a una zona de debilidad consistente con algunos modelos reológicos existentes. El aumento de la conductividad eléctrica en las rocas de la corteza depende mucho de la presencia de fluidos y/o de minerales conductores. Por lo tanto, la valoración de las anomalías conductoras en el subsuelo puede contribuir para entender la evolución tectónica de la península de Baja California.

Palabras clave: Perfil magnetotelúrico, San Pedro Mártir, impedancias invariantes, modelo 2-D, resistividad, Baja California.

ABSTRACT of the thesis presented by **Uriel Pamplona Pérez** as a partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCES** degree in **EARTH SCIENCES** with orientation in **APPLIED GEOPHYSICS**. Ensenada, Baja California, México. Octubre del 2007.

A magnetotelluric transect through the Sierra San Pedro Mártir, northern Baja California, México

ABSTRACT

In this work we show an electrical resistivity model of the crust, obtained from a magnetotelluric transect through Sierra San Pedro Martir (SPM), in the northern Baja California, Mexico. The profile consists of 26 magnetotelluric (MT) sites and has a length of ~110 km, across some major tectonic structures occurring in Baja California's crust. We used a set of magnetotelluric invariant impedances as well as a regularized inversion technique, to estimate a 2-D resistivity model of the crust. The resulting resistivity model reveals a high conductivity anomaly dipping towards the east, possibly associated with a shear zone developed during an important accretion episode in Cretaceous time. In addition, the model provides information about the vertical extension of several plutonic bodies mapped in the surface. On the other hand, it is observed an increase in the conductivity at a depth of about 20 km, which could be associated to fluids trapped in the brittle-ductile transition zone, probably associated to a weakness zone consistent with existent rheological models. Enhancement of electrical conductivity in the rocks of the upper crust highly depends on the presence of fluids and/or conductive minerals. Hence, the assessment of subsurface conductive anomalies may contribute to understand the tectonic evolution of Baja California peninsula.

Keywords: electrical resistivity, magnetotelluric transect, invariant impedances, inversion 2-D, conductivity anomaly, Baja California.

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a ...

Mis padres Francisco Pamplona González y Rosa Maria Pérez López y a mis hermanos,
Xochitl, Gerardo, Sayda y Amaury.

Tan lejos y tan cerca...

Gracias.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis Dr. José M. Romo Jones, por sus enseñanzas y su tiempo para la conclusión de este trabajo de tesis.

A los miembros del comité de tesis, Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado, Dr. Modesto Ortiz Figueroa y a M. C. Francisco Suárez Vidal, por todos sus consejos y valiosa aportación a éste trabajo.

Al personal técnico especialmente para Alejandro, Jaime, Enrique y Daniel así como a Ricardo A. Carpio por su gran ayuda en el trabajo de campo, a Julián J. Delgado Jiménez.

A Martha Elva Barrera López, María Bárbara Uribe Martínez y a Guadalupe Zepeda Tapia por su paciencia y apoyo en todo momento.

A mis compañeros y amigos.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por permitirme realizar mis estudios de Maestría y por su apoyo económico.

CONTENIDO

I INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 Justificación y definición del problema.....	1
I.2 Objetivos.....	2
I.3 Contenido.....	3
II MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.	4
II.1 Tectónica Regional.....	4
II.2 Antecedentes geológicos y estructurales.....	5
II.3 Zona de sutura.	10
II.4 Trabajos previos	13
III MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	19
III.1 Historia.....	19
III.2 El campo electromagnético natural.....	20
III.3 Propagación de las ondas electromagnéticas.	21
IV ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS	28
IV.1 Perfil Magnetotelúrico	28
IV.2 Instrumentación	32
IV.3 Trabajo de campo	34
IV.4 Procesamiento de los datos.....	35
V. INVERSIÓN	43
V.1 Análisis del tensor de impedancias	43
V.2 Inversión 2D.....	46
V.3 Modelo óptimo	49
V.4 Seudo-secciones	54
VI INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.	58
VI.1 Interpretación	58
VI.3 Discusión	68
VI.4 Conclusiones.....	74
REFERENCIAS.....	76
APÉNDICE.....	81
Conjunto de datos Serie-Paralelo.....	81

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Marco tectónico regional (tomado de Romo, 2002).....	7
2	Las líneas punteadas marcan las fronteras entre bloques estructurales, PEG: Provincia Extensional del Golfo, BPE: Bloque Peninsular Estable, ZDA: Zona de Deformación Activa, (modificado de RESNOM, 2003).....	8
3	Mapa Geológico (modificado de Gastil, 1975). Los puntos negros representan la ubicación de estaciones MT.....	11
4	División magnetita-ilmenita (modificado Gastil, 1990), la cual divide la península en batolito oriental (BE) y batolito occidental (BW).....	12
5	Modelo de velocidades propuesto por Nava y Brune (1982) realizado mediante un perfil de refracción. La línea azul muestra la densidad (ρ) para cada una de las capas, mientras que la línea roja muestra la velocidad de la onda P (α) correspondientes.....	15
6	Capas y contrastes de densidades ($\Delta\rho$) del modelo cortical de O'conor y Chase (1989), realizado mediante un modelo isostático y datos gravimétricos.....	16
7	A) Modelo obtenido por Reyes <i>et al.</i> , (2001). Se muestra el relieve topográfico y la interfase corteza-manto el cual se obtuvo utilizando sismos ocurridos en el norte de Baja California y Sur de California. B) Modelo de Lewis <i>et al.</i> , (2001). Se muestra el relieve topográfico y la interfase corteza-manto, el cual se obtuvo utilizando ondas de fase convertida interpretada en funciones receptor de telesismos. Los triángulos en ambos modelos indican la ubicación de las estaciones de banda ancha.....	17
8	Modelo 2-D obtenido de datos gravimétricos y aeromagnéticos a lo largo de un perfil de ~450 km pasando por la sierra San Pedro Mártir, (Martínez-Cañedo, 2006). Los números en el modelo indican la densidad de masa en kg/m^3 y entre paréntesis la susceptibilidad magnética (adimensional cgs).....	18
9	Ubicación de los 26 sitios de MT realizados para este trabajo.....	30

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
10	Instrumentación empleada para la medición de los campos electromagnéticos a) Un electrodo eléctrico b) Bobinas de inducción c) Bobina de inducción para el campo Hz d) Consola principal conectada a la computadora portátil.....	33
11	Estimación de potencias promedio.....	36
12	Diagrama de flujo para la estimación robusta.....	41
13	Serie de tiempo obtenida en uno de los sitios, se puede observar una buena coherencia entre Ey y su ortogonal Hx.....	42
14	Curva L formada con los resultados obtenidos muestra que el $\tau = 30$ se encuentra en el punto de inflexión de la curva por lo que representa el mejor compromiso entre ajuste y rugosidad.....	51
15	Modelo óptimo obtenido después de 200 iteraciones.....	52
16	Curva de convergencia muestra como disminuye el rms con el número de iteraciones y se puede observar que a partir de 150 iteraciones la disminución del rms es mínimo.....	53
17	Seudo secciones para el modo serie. a) Resistividad aparente y fase observadas b) Resistividad aparente y fase calculadas a partir del modelo óptimo (Figura 15). c) Desajuste entre observaciones y respuesta del modelo.....	56
18	Seudo secciones para el modo paralelo. a) Resistividad aparente y fase observadas b) Resistividad aparente y fase calculadas a partir del modelo óptimo (Figura 15). c) Desajuste entre observaciones y respuesta del modelo.....	57
19	Modelo final de la resistividad del subsuelo. a) Acercamiento a la parte somera, de 0 a 6 km de profundidad. b) modelo completo. Entre los 57 y 70 km de distancia horizontal no hay observaciones, por lo que el modelo es menos confiable.....	62

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
20	En esta figura se muestran algunas de las principales estructuras geológicas: Plutón San Pedro Mártir (PSPM), Plutón San José (PSJ), Zona de Cabalgadura Mártir (ZCM), y Sierra San Felipe (SSF). El perfil B-B' se presenta en la Figura 20.....	63
21	Geología superficial e interpretación de Johnson <i>et al.</i> (1999). La sección transversal A-A' representa el recuadro, y la sección B-B' representa la trayectoria de nuestro perfil.....	64
22	Interfaz entre un terreno resistivo y un conductor (HC) a una profundidad de ~20 km en el extremo occidental. La interfaz se hace menos profunda hacia el Este del perfil. Se muestra la zona de la Cabalgadura Mártir (ZCM).....	65
23	En la parte superior, el modelo obtenido mediante MT resultado del presente trabajo y en la parte inferior, el modelo obtenido mediante datos gravimétricos y datos aeromagnéticos (Martínez-Cañedo, 2006) los números en el modelo inferior indican la densidad de masa en kg/m ³ y entre paréntesis la susceptibilidad magnética (adimensional)...	66
24	Las marcas representan la interfase corteza-manto obtenido por Lewis <i>et al.</i> , (2001) mediante datos sismológicos.....	67
25	En la parte superior se muestran perfiles de la resistencia de roca contra la profundidad para 20 Ma (modificado de Bohannon y Parson, 1995). a) Representa la porción occidental de la península, b) Se encuentra situado sobre el Batolito Peninsular y c) representa un ambiente de cuencas y sierras (<i>basin and ranges</i>) al occidente de la península. En la parte inferior el modelo de resistividad.....	73

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Muestra los datos del perfil magnetotelúrico.....	31

I INTRODUCCIÓN

I.1 Justificación y definición del problema

Actualmente existen evidencias de que el borde occidental de la placa Norteamericana fue un margen convergente desde el Triásico tardío (220 Ma) hasta el Oligoceno tardío (29 Ma). Durante esta larga historia de convergencia ocurrieron varios eventos de acreción tectónica y magmática que contribuyeron a aumentar la corteza continental existente, construyendo así la litósfera actual en Baja California. Hace aproximadamente 12 Ma la convergencia cesó cuando la dorsal Pacífico se acercó a la trinchera Farallón/Norteamérica. A partir de entonces se inició un régimen trans-tensivo, una franja del continente adquirió el movimiento NW-SE de la placa Pacífico y se desprendió formando la actual península de Baja California.

Los episodios tectónicos más importantes dejaron su “marca” en las rocas de la litósfera de la península de Baja California, modificando algunas de sus propiedades físicas; como la conductividad eléctrica, la densidad de masa y la susceptibilidad magnética. Los contrastes en estas propiedades físicas producen anomalías geofísicas observables desde la superficie. Por este motivo, en los últimos años la región de la Sierra de San Pedro Mártir (SSPM) ha sido objeto de varios estudios geofísicos que aportan alguna información sobre las propiedades físicas de la corteza en esa zona.

Nava y Brune (1982), utilizan ondas sísmicas refractadas en la corteza para proponer un modelo de capas para la velocidad de la onda *P*. O’Conor y Chase (1989) basados en datos gravimétricos y en un modelo isostático regional, estiman el espesor de la corteza bajo la SSPM. Reyes-González *et al.*, (2001) y Lewis *et al.*, (2001) calcularon la profundidad del

Moho a lo largo del eje del macizo Peninsular, utilizando ondas refractadas y funciones de receptor de telesismos, respectivamente. Martínez-Cañedo (2006), realizó la modelación en 2D de datos gravimétricos y aeromagnéticos, en un perfil que cruza la SSPM, el Golfo de California y la costa occidental de Sonora.

Los estudios anteriores aportan información sobre las propiedades elásticas, la densidad y la susceptibilidad magnética de la corteza. Sin embargo, no existe información sobre la distribución de la conductividad eléctrica. Los procesos que ocurren en las márgenes activas o con una historia reciente de subducción, como es el caso de la península de Baja California, modifican el volumen y la distribución de los fluidos presentes en la corteza. Se sabe que la conductividad eléctrica de las rocas aumenta con la presencia de fluidos y con la presencia de minerales conductores interconectados. En zonas de acreción se tienen también anomalías conductoras atribuidas a la presencia de minerales arcillosos producidos durante la cizalla (Bedrosian, 2007). Por otro lado, en varios sitios alrededor del mundo se ha observado que en la base de la corteza se pueden desarrollar zonas de acumulación de fluidos, debido a las condiciones de presión y al régimen de esfuerzos regionales (Connolly y Podladchikov, 2004). Por lo anterior, la determinación de la conductividad eléctrica de la corteza puede proporcionar información original e independiente, que permita comprender mejor la evolución de la corteza en la península de Baja California.

I.2 Objetivos

El objetivo del presente trabajo es el estudio de la conductividad eléctrica de la corteza de Baja California, para:

- Identificar la ubicación y extensión de una posible zona de acreción (sutura) dentro de la corteza.
- Investigar la presencia de fluidos acumulados en la base de la corteza.
- Estimar el espesor de la corteza continental

Para alcanzar estos objetivos se utilizó el método magnetotelúrico (MT) el cual nos permitió obtener un modelo bidimensional de la conductividad eléctrica a lo largo de un perfil transversal a la península de Baja California.

I.3 Contenido

El Capítulo II describe los principales eventos tectónicos ocurridos en la península de Baja California. En el Capítulo III se hace una reseña del método magnetotelúrico que se empleó para la realización del presente trabajo. En el Capítulo IV se describe el trabajo de campo desarrollado para la adquisición de los datos y el procesado de los mismos. En el Capítulo V se presenta el proceso de inversión utilizado para la obtención del modelo de resistividad en 2-D y por último, en el Capítulo VI se hace la interpretación del modelo y su correlación con otros estudios.

II MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO.

II.1 Tectónica Regional.

Tectónicamente el Golfo de California está caracterizado por un sistema de fallas de rumbo, con movimiento lateral derecho, que une a una serie de cuencas (centros de dispersión) y que conjuntamente con el sistema de Fallas San Andrés forman un solo sistema que en esta región marca la frontera entre las placas Norte América y Pacífico. Este sistema está generando ruptura y movimiento de distensión cortical (*rift*) creando un campo de esfuerzo transtensivo en dirección noroeste-sureste (Figura 1). La zona oriental de la península de Baja California constituye el margen occidental de un *rift* que está evolucionando de continental a un *rift* oceánico, con la península moviéndose acoplada a la placa Pacífico (Martin-Barajas, 2000).

Atware (1970) y más tarde Lonsdale (1991) y DeMets (1995) encontraron evidencias geológicas en la margen occidental de la península, registradas en el piso oceánico, generados por la existencia de un sistema compresivo antiguo, actuante durante la subducción de varios fragmentos de la antigua Placa Farallón por debajo de la placa Norte América. Las evidencias reportadas por estos autores, concuerdan con los modelos basados en la presencia de anomalías magnéticas desarrollados para el noroeste del Océano Pacífico; que indican que durante el Terciario medio existió una trinchera cerca de la costa del lado occidental de Norte América, por donde se subdujo la placa Farallón y más tarde la dorsal que le dio origen, además de un segmento de la placa Pacífico. Apparently, esta trinchera se desactivó al iniciarse el movimiento asociado al sistema transforme de la Falla de San Andrés. El conocimiento actual indica que hace alrededor de 12 Ma los centros de

dispersión entre las placas Pacífico y Farallón se extinguieron y la subducción se detuvo. Como consecuencia, el movimiento hacia el noroeste de la placa Pacífico se impuso sobre los fragmentos de Farallón; por lo tanto, las placas Guadalupe y Magdalena, conjuntamente con la Península de Baja California fueron capturadas por la placa Pacífico (Martin-Barajas, 2000).

II.2 Antecedentes geológicos y estructurales

Con base en la historia de deformación y tectonismo activo, la península de Baja California se divide en tres dominios estructurales o provincias (Figura 2).

La provincia extensional del Golfo (PEG) se extiende desde el sur del Salton Trough y a todo lo largo de la costa oriental de la península, y occidente de los estados de Sonora y Sinaloa, con una topografía del tipo cuencas y sierras (*basin and range*) y cuencas extensionales, y se delimita al oeste por el Escarpe Principal del Golfo (Stock *et al.*, 1991). Esta provincia está compuesta principalmente por rocas volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias del Neógeno que incluyen areniscas y lutitas calcáreas. También se compone por calizas y sedimentos clásticos del Paleozoico, que después de sufrir diversos grados de metamorfismo se encuentran ahora como pizarras cuarcitas, esquistos y gneisses (Gastil *et al.*, 1975).

La región peninsular al occidente del Escarpe Principal de Golfo está dividida en dos por la falla Agua Blanca. Al norte se ubica la Zona de Deformación Activa (ZDA), una región geológicamente compleja, que ha experimentado una mayor orogenia debido al arco magmático que estuvo activo durante el Mesozoico, y se caracteriza por una secuencia de rocas volcánicas, mayormente andesitas, tobas y flujos piroclásticos. Esta secuencia se

agrupa en la Formación Santiago Peak, al norte en el estado de California, y en la Formación Alisitos en Baja California (Gastil *et al.*, 1975).

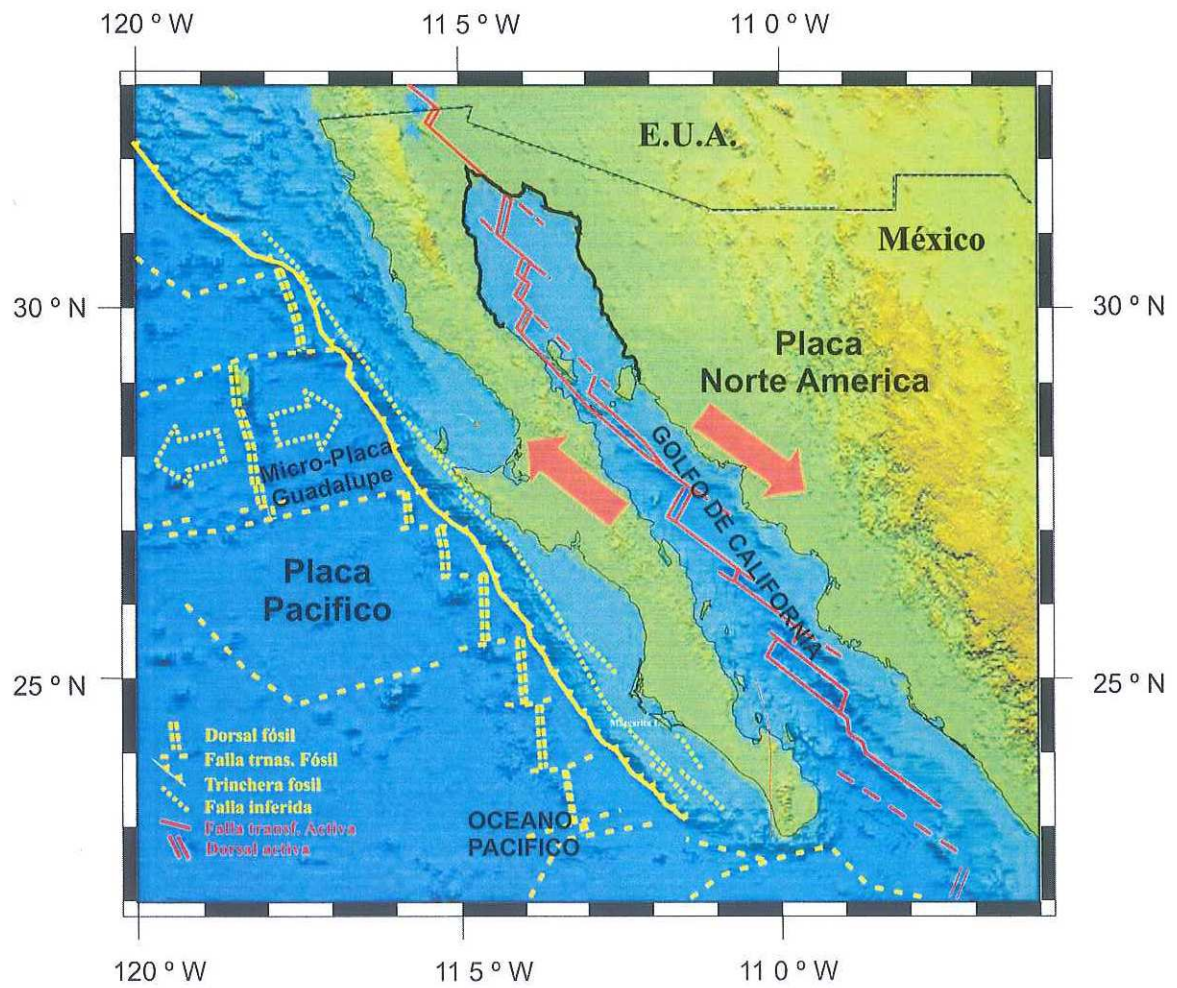


Figura 1. Marco tectónico regional (tomado de Romo, 2002)

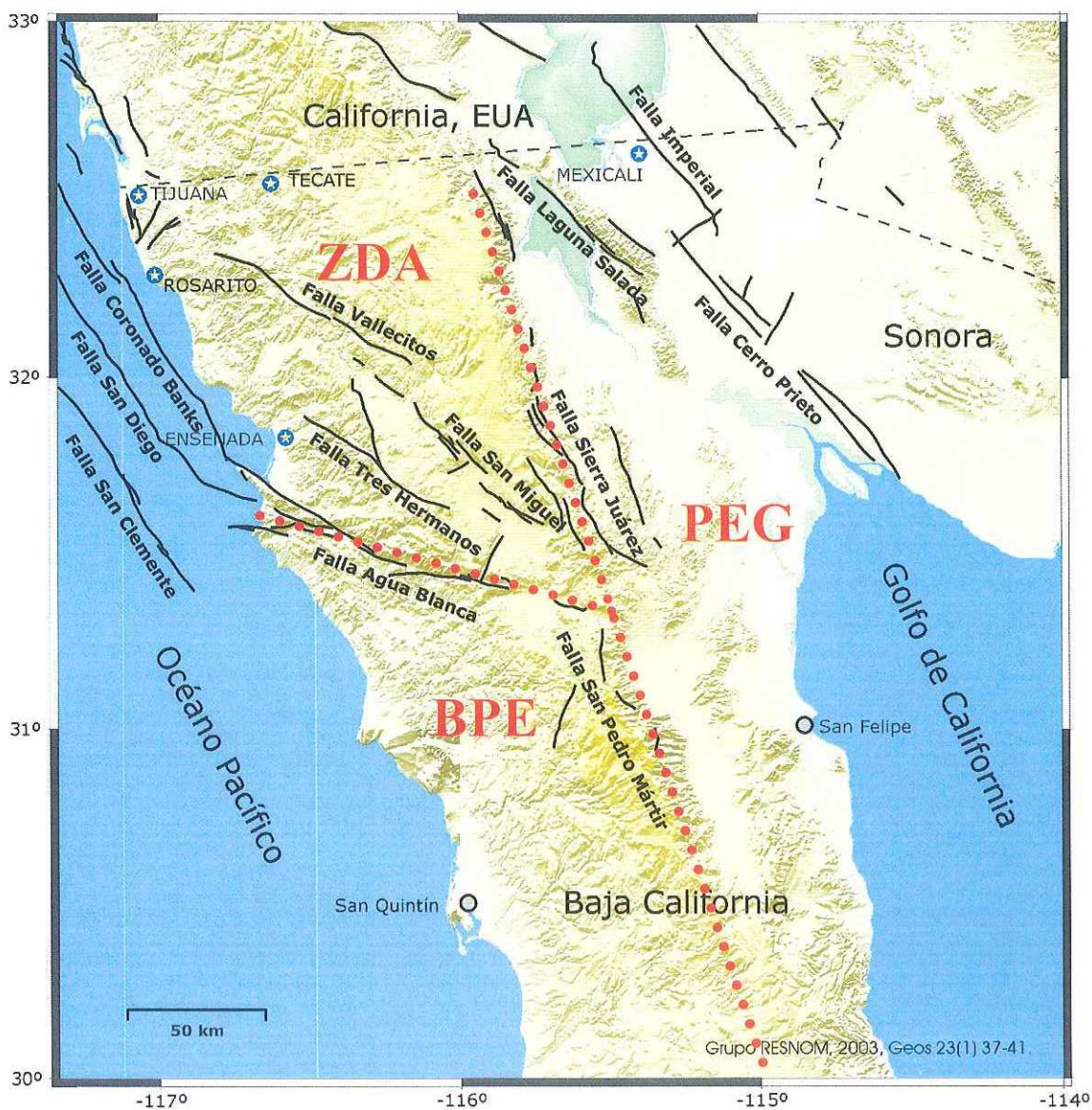


Figura 2. Las líneas punteadas marcan las fronteras entre bloques estructurales, PEG: Provincia Extensional del Golfo, BPE: Bloque Peninsular Estable, ZDA: Zona de Deformación Activa, (modificado de RESNOM, 2003).

Al sur de la falla Agua Blanca se localiza el Bloque Peninsular Estable (BPE), que consiste de rocas extrusivas volcanoclásticas del Cretácico (Stock *et al.*, 1991) de la Formación Alisitos, la cual además de la secuencia andesítica, de tobas y piroclastos, contiene secuencias de limolitas, lutitas calcáreas y lodolitas intercaladas con areniscas y calizas de tipo arrecifal (Gastil *et al.*, 1975). Toda esta secuencia se encuentra intrusionada por cuerpos plutónicos del Batolito Peninsular. La geología regional se muestra en la Figura 3 (modificado de Gastil *et al.*, 1975), en la cual se incluye la ubicación de los sitios MT.

El emplazamiento del Batolito Peninsular durante el Cretácico, originó la Cordillera Peninsular y modificó profundamente la geología regional preexistente. Gastil *et al.*, (1975) determinaron que el emplazamiento del batolito, el cual se extiende a todo lo largo de la península, se inicia en el Cretácico temprano (140 Ma) y continúa hasta el final del Mesozoico y principio del Cenozoico (65 Ma). Los intrusivos más antiguos se ubican al occidente mientras que los más jóvenes están al oriente de la península.

Las rocas más abundantes en el batolito son: tonalitas, granodioritas, gabro, gabro cuarcífero y diorita (Gastil *et al.*, 1975). Los cuerpos intrusivos son agrupables en dos amplios grupos: 1) los casi saturados con alto contenido de aluminio y 2) los subsaturados con plagioclasas, hornblenda cálcica u olivino y clinopiroxeno (Walawender y Smith, 1980).

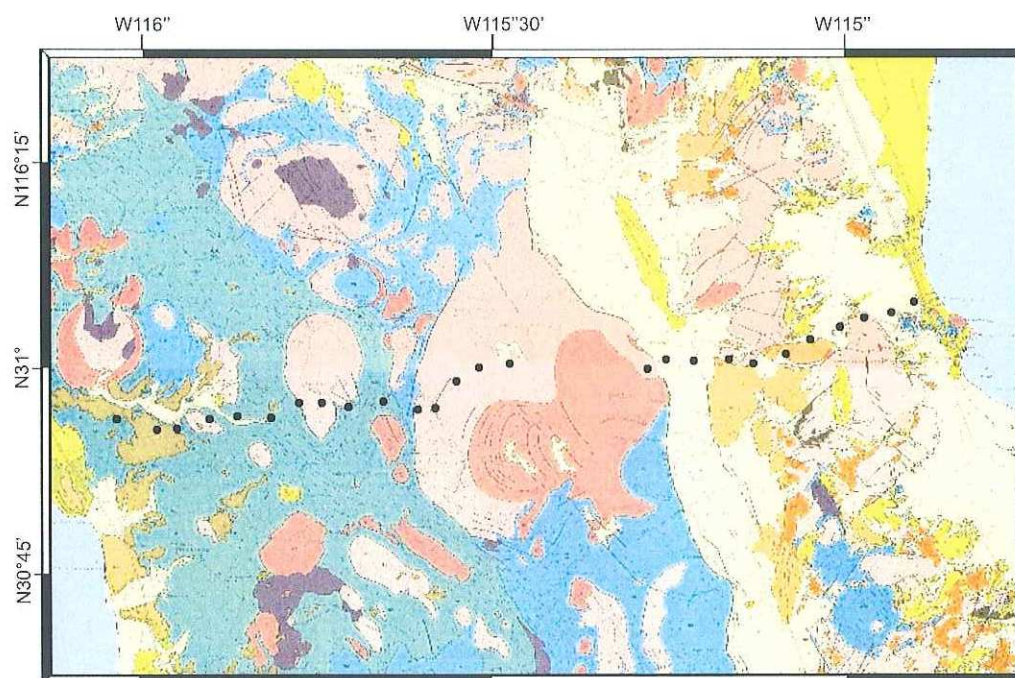
El batolito se ha dividido tomando en cuenta diversos criterios tales como petrológico y geoquímico. Gastil (1990) estableció una división con base en el contenido de magnetita y de ilmenita en los cuerpos plutónicos (Figura 4). El Batolito Occidental (BW) con una marcada composición máfica rica en magnetita y con edades que van de 140 a 105 Ma y el Batolito Oriental (BE), cuya composición es más félsica y rica en ilmenita y con edades de

los plutones que varían de 105 a 80 Ma, el contacto entre estos dos diferentes tipos de plutones, definen la frontera magnetita-ilmenita.

II.3 Zona de sutura.

Uno de los modelos que explica la evolución de la litosfera en la península de Baja California, considera que dos arcos paralelos estuvieron activos entre el Jurásico y el Cretácico.

De acuerdo con Johnson *et al.*, (1999), un arco volcánico del Triásico-tardío Jurásico-temprano estuvo activo hasta hace 127 Ma a lo largo de la margen continental, y fue producido por la subducción de una corteza oceánica bajo la corteza continental. Además, probablemente hace 140 Ma, se desarrolló en el océano un arco de islas (arco Alisitos) paralelo al anterior, producto de la subducción de corteza oceánica bajo otra corteza oceánica (Johnson *et al.*, 1999). Esto dio lugar al desarrollo de una cuenca extensional entre ambos arcos activos donde se depositaron una secuencia de sedimentos volcanoclásticos, epiclastos y calcáreos hasta hace 115 o 108 Ma, cuando un evento compresivo acrecionó los dos arcos y formó una sutura entre ellos, la cual se conoce como la Cabalgadura Mártir (*Main Mártir Thrust*) (Johnson *et al.*, 1999); marcada por una discontinuidad de edades de al menos 10 ó 15 Ma. La cabalgadura, además, coincide burdamente con la línea magnetita-ilmenita propuesta por Gastil (1990) y ambas tendencias convergen en la parte media de la Sierra San Pedro Mártir. Más tarde, entre 108-97 Ma la actividad plutónica asociada al emplazamiento del batolito peninsular intrusionó la zona de sutura (Johnson *et al.*, 1999).



Rocas sedimentarias Post-Batolíticas

- Cuaternario, aluvión y medanos
- Cuaternario, marino, fluvial y lacustre
- Plioceno, marino y fluvial
- Terciario Temprano, conglomerado, marino y fluvial
- Cretácico Tardío, Grupo Rosario y Formación Redondo

Rocas volcánicas Post-Batolíticas

- Basaltos y andesita basáltica del Cuaternario, Plioceno y Mioceno

Rocas Batolíticas

- Granito y granodiorita
- Tonalita
- Gabro y diabasal

Rocas Pre-Batolíticas

- Formación Alisitos
- Meta sedimentarias, pizarras, anfíbolitas, esquistos, gneis y cuarcita

Figura 3. Mapa Geológico (modificado de Gastil, 1975). Los puntos negros representan la ubicación de estaciones MT.

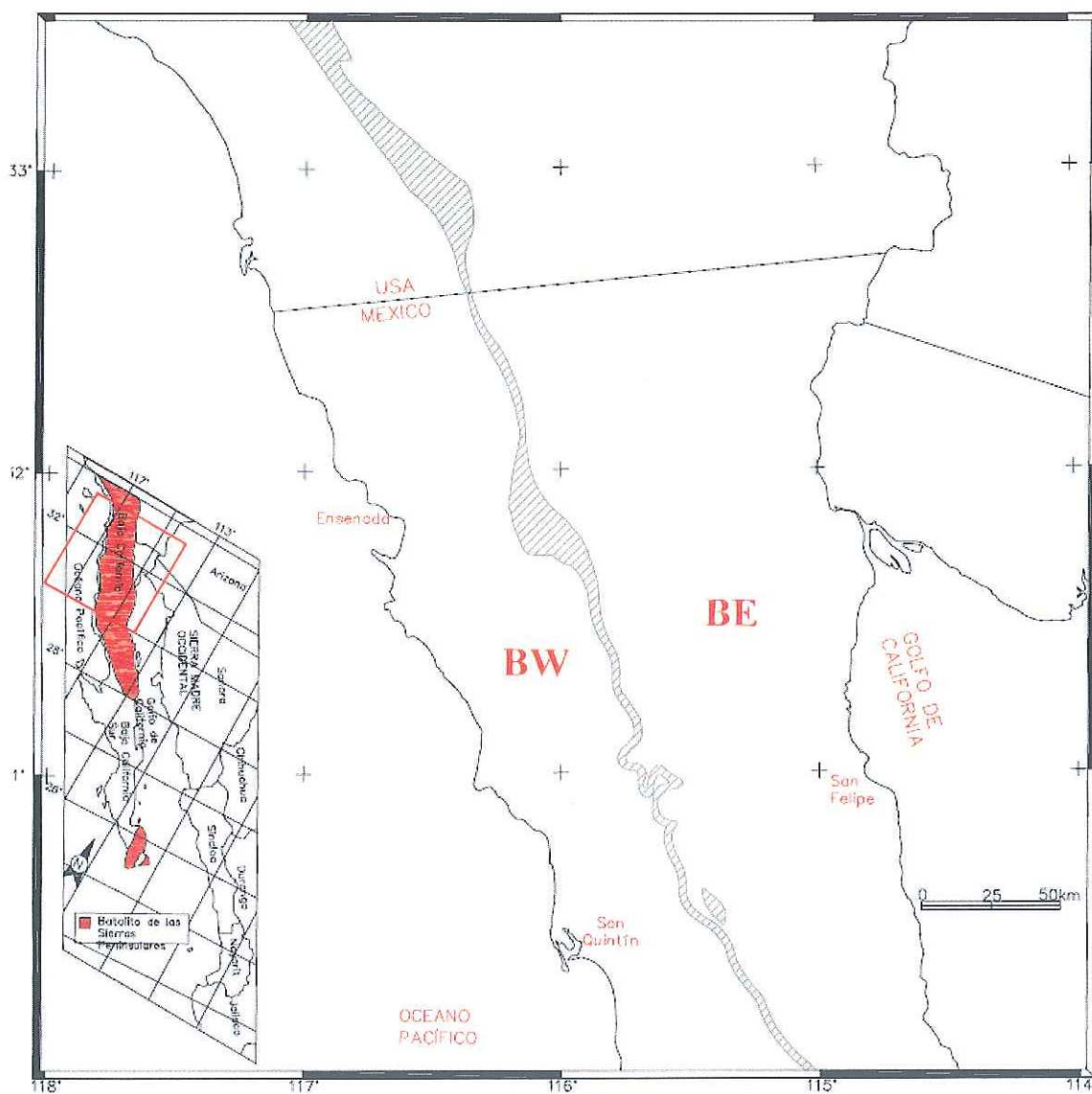


Figura 4. División magnetita-ilmenita (modificado Gastil, 1990), la cual divide la península en batolito oriental (BE) y el batolito occidental (BW).

II.4 Trabajos previos

La región de la Sierra de San Pedro Mártir ha sido objeto de numerosos estudios, geológicos y geofísicos estos últimos principalmente gravimétricos, sismológicos y magnéticos, para determinar el espesor y estructura de la península.

Uno de los modelos corticales más aceptados para la península de Baja California es el modelo de velocidades determinado por Nava y Brune (1982), mediante un perfil de refracción, utilizando una explosión realizada en Corona, California, y el sismo de Pino Solo ($M = 5.1$) del 17 de julio de 1975. Este modelo está constituido por tres capas, la más somera tiene un espesor de ~ 5 km y una velocidad de propagación de onda P de 5.6 km/s, una capa subyacente que representa la corteza superior de 6.6 km/s de velocidad de onda P y que se extiende hasta los ~ 20 km, otra capa que asociada a la corteza inferior con una velocidad de onda P de 7 km/s y 22 km de espesor, y finalmente la interfaz corteza-manto la cual se localiza a una profundidad de ~ 42 km (Figura 5).

O'Connor y Chase (1989) basados principalmente en un modelo isostático regional y en escasos datos gravimétricos, señalan que la Sierra San Pedro Mártir sufrió un rápido levantamiento durante el Cenozoico, y que la raíz de la corteza que se encuentra bajo las rocas batolíticas de la Sierra San Pedro Mártir fueron probablemente emplazadas durante la actividad del arco magmático del Cretácico, los autores antes citados proponen que el levantamiento está directamente relacionado con la naturaleza de la frontera entre la Placa Pacífico y la Placa de Norte América durante los últimos 14 Ma, y sugieren que el espesor cortical es de ~ 40 km bajo la Sierra San Pedro Mártir (Figura 6).

Reyes-González *et al.*, (2001) calcularon la profundidad del Moho a lo largo del eje del macizo Peninsular, utilizando ondas refractadas de 35 eventos localizados en el norte de Baja California y registrados en un arreglo de 9 estaciones de banda ancha a lo largo de la latitud 31° N. Encontraron que la profundidad promedio del Moho es de 42 ± 3 km en el macizo Peninsular, disminuyendo gradualmente hacia el occidente hasta una profundidad de 31 ± 3 km en la costa del Pacífico, y hacia el oriente muestra un abrupto adelgazamiento a través de la región del Escarpe Principal del Golfo hasta los 20 ± 3 km en las márgenes del Golfo de California (Figura 7 A).

Lewis *et al.*, (2001) estimaron la profundidad del Moho a partir de la identificación de fases convertidas Ps identificadas en funciones de receptor (*receiver functions*) de telesismos, utilizando un arreglo de 11 estaciones de banda ancha que cruzan la península de Baja California $\sim 31^{\circ}$ N. De acuerdo a estos autores, la profundidad del Moho varía de ~ 33 km cerca de la costa del Pacífico y aumenta su espesor gradualmente hasta ~ 43 km bajo la Sierra San Pedro Mártir. Hacia el oriente, sufre un adelgazamiento repentino hasta ~ 15 - 16 km cerca de la costa del Golfo de California (Figura 7 B).

Martínez-Cañedo (2006) realizó la modelación en 2D de datos gravimétricos y aeromagnéticos, en un perfil de ~ 450 km de longitud y rumbo E-W pasando por la Sierra San Pedro Mártir $\sim 31^{\circ}$ N. Él estimó la profundidad de la interfaz corteza-manto en ~ 22 km en la margen continental occidental de la península, y determinó un máximo de ~ 44 km bajo la Sierra San Pedro Mártir. Hacia al oriente del Escarpe Principal del Golfo, determinó que la profundidad disminuye hasta ~ 17 km cerca de la costa del Golfo de California (Figura 8).

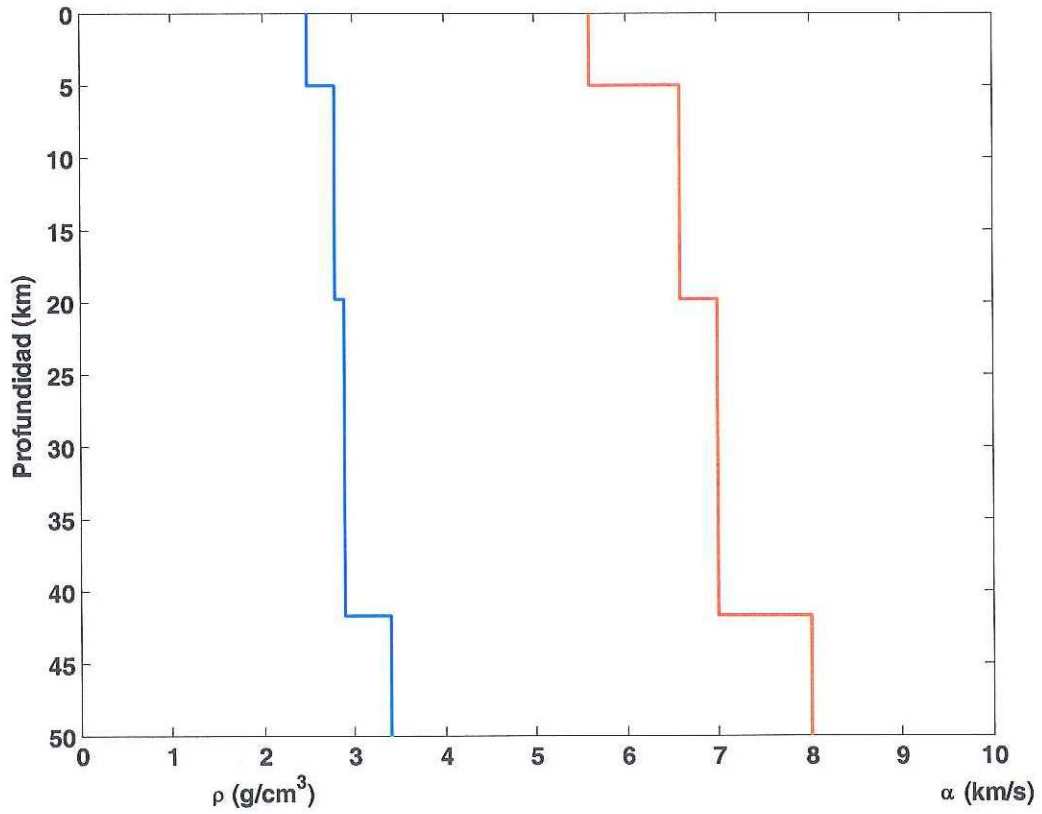


Figura 5. Modelo de velocidades propuesto por Nava y Brune (1982) realizado mediante un perfil de refracción. La línea azul muestra la densidad (ρ) para cada una de las capas, mientras que la línea roja muestra la velocidad de la onda P (α) correspondientes.

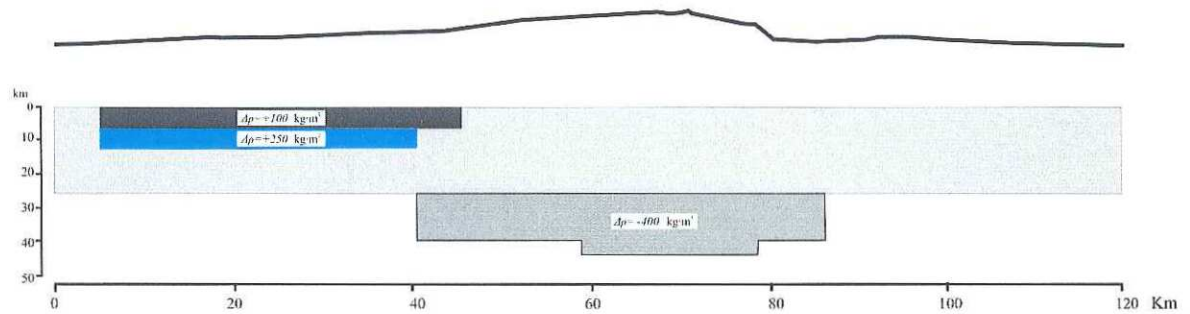
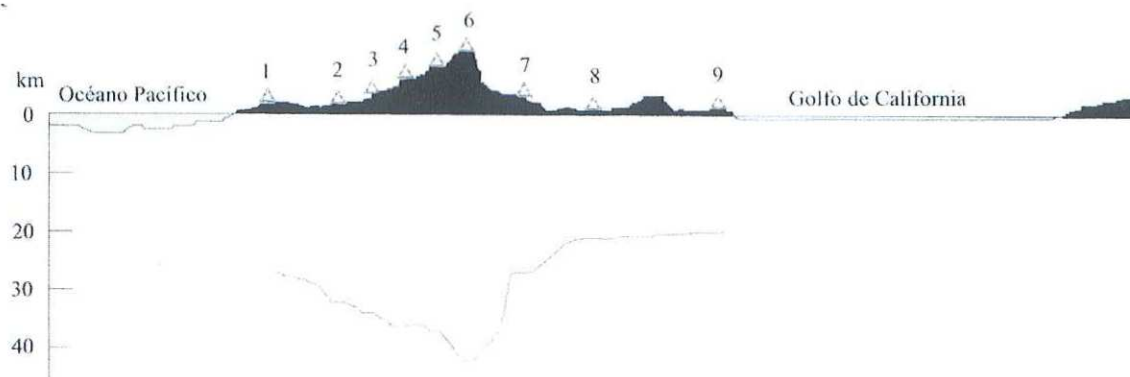


Figura 6. Capas y contrastes de densidades ($\Delta\rho$) del modelo cortical de O'conor y Chase (1989), realizado mediante un modelo isostático y datos gravimétricos.

A)



B)

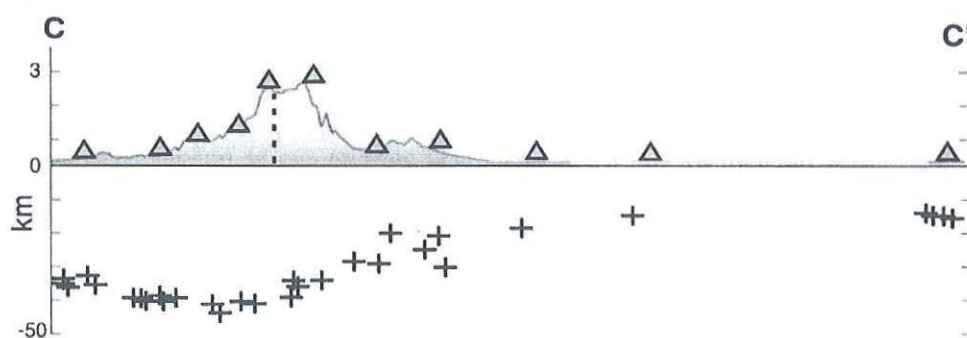


Figura 7. A) Modelo obtenido por Reyes *et al.*, (2001). Se muestra el relieve topográfico y la interfase corteza-manto el cual se obtuvo utilizando sismos ocurridos en el norte de Baja California y Sur de California. B) Modelo de Lewis *et al.*, (2001). Se muestra el relieve topográfico y la interfase corteza-manto, el cual se obtuvo utilizando ondas de fase convertida interpretada en funciones receptor de telesismos. Los triángulos en ambos modelos indican la ubicación de las estaciones de banda ancha.

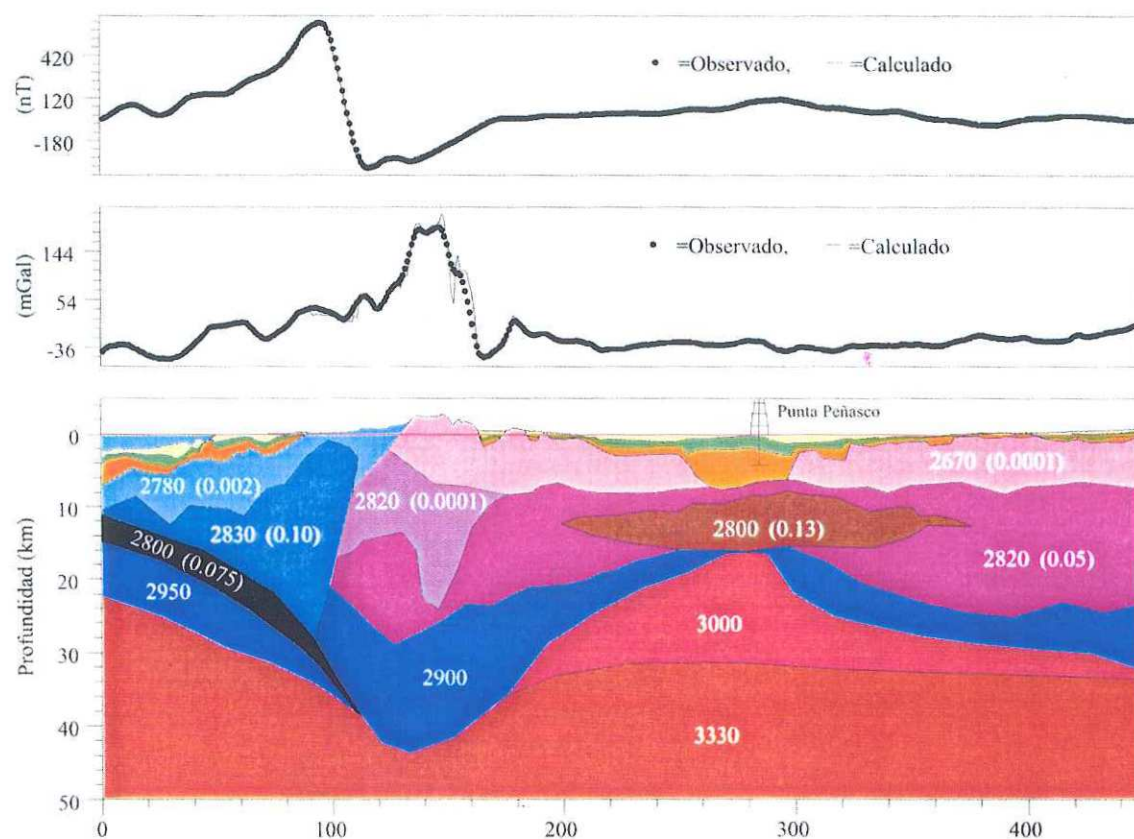


Figura 8. Modelo 2-D obtenido de datos gravimétricos y aeromagnéticos a lo largo de un perfil de ~450 km pasando por la sierra San Pedro Mártir, (Martínez-Cañedo, 2006). Los números en el modelo indican la densidad de masa en kg/m^3 y entre paréntesis la susceptibilidad magnética (adimensional cgs).

III MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

III.1 Historia

Los inicios del método magnetotelúrico (MT) se remontan a mediados del siglo pasado, cuando la teoría fundamental de la exploración magnetotelúrica fue expuesta por primera vez en la antigua Unión Soviética por Tikhonov (1950), y posteriormente más a detalle en Francia por Cagniard (1952). Ellos descubrieron que si se miden las variaciones del campo electromagnético natural en la superficie de la Tierra, entonces, se puede estudiar la distribución espacial de la conductividad eléctrica del subsuelo. Además, ambos autores encontraron que se puede explorar a distintas profundidades midiendo las variaciones del campo electromagnético para distintas frecuencias.

La aplicación práctica del método MT se retrasó algunos años; por un lado, porque no se contaba con equipo suficientemente sensible (Simpson y Bahr, 2005), por otro lado, porque la impedancia escalar propuesta por Cagniard (1952) dependía de la polarización de la fuente, la cual varía de manera aleatoria. Este problema se resolvió cuando se propuso una nueva formulación que relaciona los campos electromagnéticos mediante una relación lineal de carácter tensorial (ver referencias en Romo, 2002).

III.2 El campo electromagnético natural.

El método MT se considera una técnica de exploración pasiva, ya que no es necesario generar un campo electromagnético para que circule corriente en la Tierra (Cagniard, 1952). El método MT utiliza como fuente, para la inducción electromagnética en la Tierra, el amplio espectro de las variaciones geomagnéticas naturales (Simpson y Bahr, 2005). Comúnmente, para la exploración magnetotelúrica se utilizan estas variaciones geomagnéticas en un rango de frecuencias que van desde 0.001 a 100 Hz.

Dentro de este rango podemos identificar dos fuentes naturales: las que originan campos electromagnéticos con frecuencias mayores a 1 Hz tienen su origen en la actividad meteorológica, principalmente se deben a las tormentas eléctricas en la parte baja de la atmósfera a escala mundial, en las cuales, los relámpagos producen campos electromagnéticos que se propagan a grandes distancias (Simpson y Bahr, 2005). Las frecuencias menores de 1 Hz se originan principalmente por la interacción de la magnetósfera con el viento solar. Esta interacción genera corrientes eléctricas en la ionósfera, las cuales producen campos electromagnéticos que llegan a la superficie de la Tierra y la penetran (Sharma, 1997).

III.3 Propagación de las ondas electromagnéticas.

La mayor parte de la energía de las ondas electromagnéticas incidentes sobre la superficie de la Tierra son reflejadas, y tan solo un pequeño porcentaje se propaga hacia el interior. Las altas frecuencias se atenúan cerca de la superficie, pero las bajas frecuencias pueden penetrar varias decenas de kilómetros, dependiendo de la conductividad del terreno (Vozoff, 1991). Debido a su poder de penetración, el MT es el único método electromagnético que se utiliza en aplicaciones tectónicas a escala regional.

Recordando que las leyes físicas que explican todos los fenómenos electromagnéticos están contenidas en las ecuaciones de Maxwell.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta_f \quad (4)$$

donde:

$\mathbf{E}$ = Intensidad del campo eléctrico (V/m)

$\mathbf{B}$ = Inducción magnética (T)

$\mathbf{H}$ = Intensidad del campo magnético (A/m)

$\mathbf{D}$ = Desplazamiento eléctrico (C/m²)

$\mathbf{J}$ = Densidad de corriente eléctrica (A/m²)

η_f = Densidad de carga libre (C/m³)

Los campos electromagnéticos se relacionan con algunas propiedades físicas intrínsecas del medio en donde actúan, lo cual puede expresarse mediante las ecuaciones constitutivas.

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (5)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (6)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (7)$$

donde

σ = Conductividad eléctrica (S/m)

μ = Permeabilidad magnética (H/m)

ε = Permitividad dieléctrica (F/m)

Aunque de modo más general estas propiedades físicas pueden ser tensoriales, en nuestro caso consideraremos exclusivamente medios isótropos, lo cual las reduce a valores escalares.

Combinando las ecuaciones de Maxwell se puede deducir que los campos satisfacen las siguientes ecuaciones de onda con un término disipativo

$$\begin{aligned} \nabla^2 \mathbf{E} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} &= 0 \\ \nabla^2 \mathbf{H} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 \mathbf{H}}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} &= 0 \end{aligned} \quad (8)$$

En el dominio de la frecuencia estas ecuaciones se reducen a

$$\nabla^2 \mathbf{E} + (\mu \varepsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \mathbf{E} = 0 \quad (9)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + (\mu \varepsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) \mathbf{H} = 0 \quad (10)$$

Las cuales dependen de la permitividad dieléctrica ε , la frecuencia $\omega = 2\pi f$, de la permeabilidad magnética del subsuelo (la cual supondremos igual a $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m y la conductividad del medio σ .

Si consideramos frecuencias menores a 10^5 Hz, las cuales son características de los sondeos magnetotelúricos, y valores típicos para σ , μ y ε en las rocas de la corteza de la Tierra, resulta que

$$\mu\varepsilon\omega^2 \ll \mu\sigma\omega. \quad (11)$$

Esto equivale a decir que las corrientes de desplazamiento son mucho menores que las corrientes de conducción. Esto se conoce como la aproximación cuasi-estática.

Por lo que las ecuaciones (9) y (10) se pueden reescribir de la siguiente forma:

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\mu\sigma\omega \mathbf{E} = 0 \quad (12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\mu\sigma\omega \mathbf{H} = 0. \quad (13)$$

Esto quiere decir que, la propagación de los campos electromagnéticos en el subsuelo está gobernada por la ecuación de difusión; lo cual es una característica para la mayoría de los métodos electromagnéticos, y es la principal causa de que la resolución de estos métodos disminuya dramáticamente al aumentar la profundidad.

En las ecuaciones (12) y (13) se puede definir

$$\kappa = \sqrt{-i\omega\sigma\mu} = \sqrt{\omega\sigma\mu} e^{-i\frac{\pi}{4}} = \sqrt{\frac{\omega\sigma\mu}{2}} (1-i) \quad (14)$$

Conocida como la constante de propagación. Ésta es una cantidad compleja con una parte real y una imaginaria y se puede reescribir de la siguiente manera

$$\kappa = \alpha - i\beta \quad (15)$$

La fuente de los campos naturales utilizados en el MT puede considerarse suficientemente lejana para suponer que los campos son una superposición de ondas planas. La solución de las ecuaciones (14) y (15), en términos de ondas planas es

$$\mathbf{E} = |\mathbf{E}| e^{i\kappa z} e^{-i\omega t} \quad (16)$$

Usando (15) la ecuación (16) queda

$$\mathbf{E} = |\mathbf{E}| e^{\beta z} e^{i\alpha z - i\omega t} \quad (17)$$

La constante β se conoce como la constante de atenuación y α es la constante de fase. El campo magnético también puede describirse por una ecuación similar a (17).

En las ecuaciones anteriores se observa que la amplitud de las ondas se atenúa exponencialmente con la profundidad. La intensidad de la atenuación depende de β (la constante de atenuación).

Se puede calcular la profundidad a la cual $\beta^* z = 1$, esta profundidad se conoce como la penetración nominal (δ) o “*skin depth*” (en la literatura inglesa), e indica la profundidad a la cual la amplitud de la onda decrece por un factor de e^{-1} (37%).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad (18)$$

Considerando $\mu = \mu_0 = (4\pi \times 10^{-7})$ y $\omega = 2\pi f$, la penetración nominal, expresada en metros es

$$\delta \cong 503 \sqrt{\frac{1}{f \sigma}} \cong 503 \sqrt{\rho T} \quad (19)$$

Donde f es la frecuencia en Hertz y T su inverso, el periodo, en segundos.

En un medio homogéneo, las componentes de los campos $\mathbf{E}$ y $\mathbf{H}$, se relacionan de la siguiente manera

$$E_y = -\sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}} H_x \quad (20)$$

$$E_x = \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}} H_y \quad (21)$$

Como se observa en (20) y (21) la relación entre las amplitudes de E y H, conocida como impedancia intrínseca, es inversamente proporcional a la conductividad del medio, y su diferencia de fase se mantiene constante e igual a 45°

$$\frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}} e^{i\frac{\pi}{4}} \quad (22)$$

La ecuación (22) establece que, si el medio fuera homogéneo podríamos obtener su conductividad (o su inverso, su resistividad) a partir de los campos electromagnéticos

$$\frac{1}{\sigma} = \rho = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2. \quad (23)$$

Si consideramos un medio estratificado horizontalmente, con capas homogéneas e isotrópicas con distintas resistividades, se puede utilizar (23) para obtener una resistividad que no es la resistividad del medio, sino una resistividad aparente ρ_a , calculada a partir de los campos electromagnéticos medidos en la superficie del terreno

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} |Z(\omega)|^2, \quad (24)$$

donde $Z(\omega)$ se conoce como impedancia de superficie y se calcula utilizando los campos medidos en la superficie, o sea, la relación de las componentes ortogonales del campo eléctrico y electromagnético.

Sin embargo, en la práctica la formulación anterior (formulación de Cagniard) no resultó muy útil, debido a que, en general, la impedancia de superficie depende de la polarización de los campos. Solamente en el caso unidimensional esta impedancia es independiente de la

polarización. Por esta razón, Candwell (1960) propuso tratar la impedancia como un tensor, relacionando las componentes horizontales de los campos medidos en la superficie

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (25)$$

Donde Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} , son los elementos de un tensor de segundo orden:

$$\mathbf{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}, \quad (26)$$

donde $\mathbf{Z}$ es el tensor de impedancia, el cual contiene las interacciones de las corrientes eléctricas horizontales en todas direcciones posibles y relaciona linealmente las componentes horizontales del campo magnético con las del campo eléctrico. El tensor de impedancia es la respuesta observable en la superficie producida por la distribución de resistividad en el subsuelo.

Los elementos del tensor de impedancia son cantidades complejas con amplitud y fase, y con cada una de las componentes del tensor de impedancia se puede calcular una resistividad aparente y una diferencia de fase, por ejemplo

$$\rho_{xy}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad (27)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\Im(Z_{xy}(\omega))}{\Re(Z_{xy}(\omega))} \right). \quad (28)$$

Tanto la resistividad aparente como la fase son funciones de la frecuencia, la idea fundamental del método es que, mediante mediciones de los campos electromagnéticos realizadas en la superficie de la Tierra en una banda amplia de frecuencias, se puede

obtener información indirecta sobre la resistividad eléctrica del subsuelo a distintas profundidades.

IV ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

IV.1 Perfil Magnetotelúrico

Para la realización de este trabajo se midieron las variaciones temporales de las componentes horizontales del campo eléctrico (E_x y E_y) y las tres componentes ortogonales del campo magnético (H_x , H_y y H_z), en un rango de frecuencias entre 0.001 y 100 Hz, en 26 sitios ubicados a lo largo de un perfil paralelo a la latitud $\sim 31^\circ$ con una longitud ~ 110 km orientado E-W. La separación entre cada sitio de medición fue de aproximadamente 4 km, solamente en la zona del escarpe de la Sierra San Pedro Mártir no se hicieron mediciones porque las condiciones topográficas del terreno lo impidieron. El perfil tiene un desnivel topográfico de ~ 2400 m entre la parte más alta sobre la sierra y la zona más baja en ambos extremos del perfil (Figura 9). El trabajo de localización de los sitios se llevo a cabo en un periodo de dos días utilizando un GPS y los mapas topográficos del INEGI, esto para mantener todos los sitios alineados entre sí, además se buscó que estuvieran cerca del camino y que la instalación del equipo de medición fuera posible.

El perfil de MT se realizó utilizando la carretera de San Telmo B. C. al Observatorio Astronómico Nacional, ya que ésta cruza la hipotética zona de sutura entre un terreno tipo arco de isla al occidente con otro de tipo arco continental al oriente. El trabajo de campo se realizó en dos campañas, la primera entre el 16 de noviembre y 1 de diciembre del 2006, y la segunda entre el 3 y el 8 de mayo de 2007.

En la Tabla I se muestran las coordenadas geográficas de las 26 estaciones MT, las coordenadas Lat/Lon se presentan en *grados:minutos:segundos* y también se presentan las

coordenadas en UTM (*Universal Transverse Mercator*), la elevación está dada en metros sobre el nivel del mar obtenidos mediante el GPS .

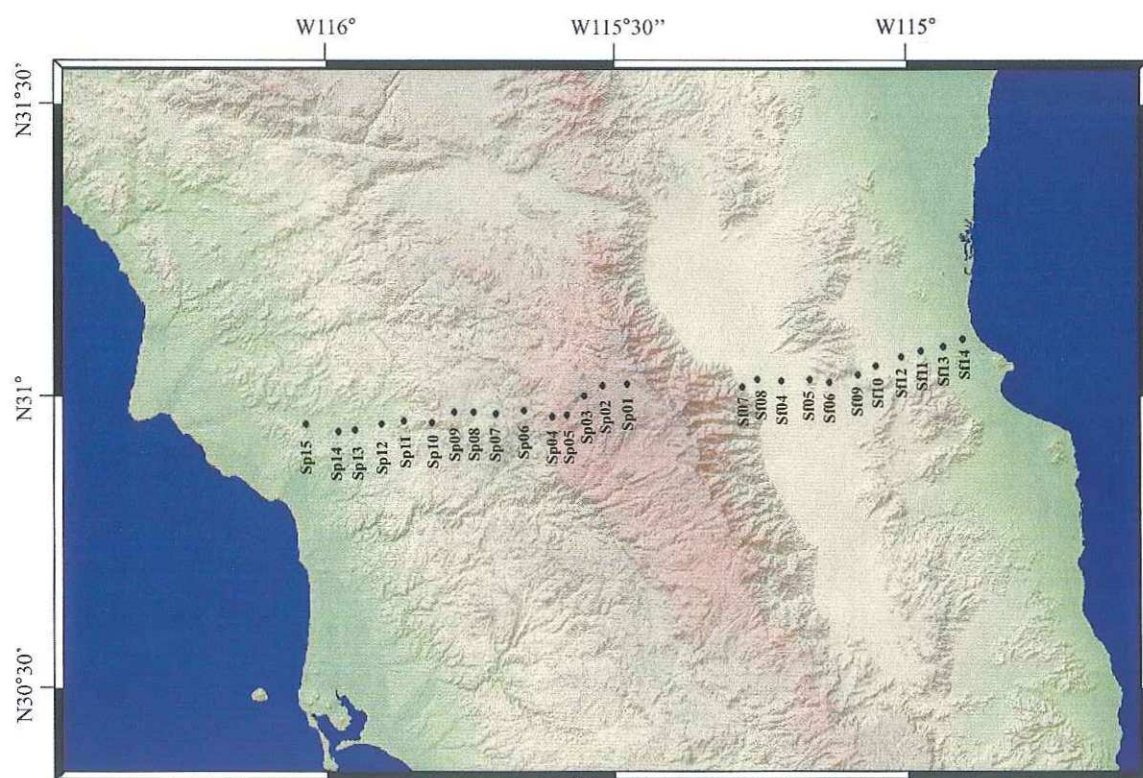


Figura 9. Ubicación de los 26 sitios de MT realizados para este trabajo.

Tabla I. Localización geográfica de los sondeos magnetotelúricos medidos en este trabajo

Estación	Lat./Long.		UTM		Elevación
Sp15	30:57:03	-116:01:52	592546	3424604	118
Sp14	30:56:20	-115:58:30	597930	3423209	136
Sp13	30:56:20	-115:56:44	600737	3423370	160
Sp12	30:57:01	-115:53:59	605101	3424673	200
Sp11	30:57:15	-115:51:36	608877	3425135	338
Sp10	30:57:11	-115:48:45	613427	3425070	737
Sp09	30:58:17	-115:46:26	617100	3427137	780
Sp08	30:58:17	-115:44:28	620227	3427168	643
Sp07	30:58:03	-115:42:10	623895	3426779	1010
Sp06	30:58:24	-115:39:14	628565	3427468	1253
Sp04	30:57:50	-115:36:17	633258	3426499	1751
Sp05	30:57:60	-115:34:46	635667	3426815	2074
Sp03	30:59:59	-115:32:57	638513	3430522	2489
Sp02	31:00:55	-115:31:03	641512	3432300	2440
Sp01	31:01:13	-115:28:26	645672	3432900	2443
Sf07	31:00:44	-115:16:37	664484	3432273	540
Sf08	31:01:28	-115:15:06	666880	3433687	442
Sf04	31:01:21	-115:12:43	670679	3433507	443
Sf05	31:01:27	-115:09:44	675433	3433774	443
Sf06	31:01:12	-115:07:43	678659	3433371	536
Sf09	31:01:54	-115:04:53	683119	3434742	610
Sf10	31:02:57	-115:02:55	686211	3436734	487
Sf12	31:03:48	-115:00:20	690289	3438381	373
Sf11	31:04:29	-114:58:20	693450	3439699	279
Sf13	31:04:58	-114:56:05	697031	3440655	174
Sf14	31:05:42	-114:54:04	700194	3442060	98

IV.2 Instrumentación

Para las mediciones en los 15 sitios MT se utilizó el equipo MT-1 de 10 canales fabricado por *Electromagnetic Instruments* (EMI, Inc), el cual está constituido por varios módulos que a continuación se describen.

La medición del campo eléctrico horizontal se realiza empleando electrodos no-polarizables fabricados con recipientes porosos (Figura 10a), los cuales son llenados de una solución saturada de sulfato de cobre (CuSO_4). Cada componente horizontal del campo eléctrico se obtiene midiendo la diferencia de potencial entre dos electrodos separados una distancia de 100 a 150 m. Con el sistema MT-1 solo es necesario instalar tres electrodos, colocados en un arreglo en forma de “L”, en donde el vértice de la “L” corresponde a un electrodo común a ambos dipolos perpendiculares entre sí.

Las componentes horizontales del campo magnético se miden mediante un arreglo ortogonal de dos bobinas de inducción (Figura 10b). Además, se coloca una tercera bobina en posición vertical para medir el campo Hz (Figura 10c). Este último se utiliza junto con el campo magnético horizontal en una relación, conocida como “tipper” u “operador de inclinación” (Vozoff, 1991), el cual es sensible a los cambios laterales de conductividad.

Los sensores antes descritos captan las variaciones temporales de los campos eléctricos y magnéticos. Estas señales son acondicionadas antes de ser discretizadas y procesadas. Primeramente, entran a una etapa de preamplificación y filtraje, antes de recibirlas en la consola del equipo, que es el componente central del sistema (Figura 10d). En la consola se selecciona la banda de registro y las señales se vuelven a amplificar. Después la señal se convierte en una secuencia numérica digital (serie de tiempo) para procesarla

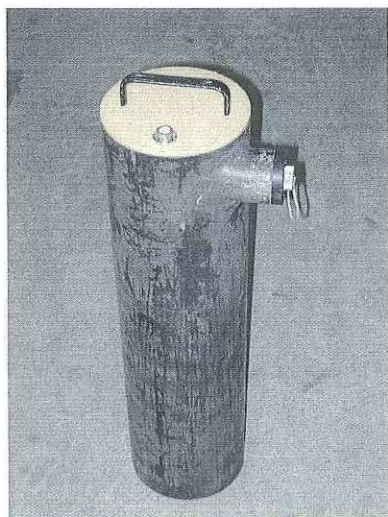
posteriormente. Finalmente la consola se conecta con una computadora portátil donde se graban las series de tiempo para su posterior procesamiento.



a)



b)



c)



d)

Figura 10. Instrumentación empleada para la medición de los campos electromagnéticos a) Un electrodo eléctrico b) Bobinas de inducción c) Bobina de inducción para el campo Hz d) Consola principal conectada a la computadora portátil.

IV.3 Trabajo de campo

El equipo de MT debe ser instalado en un área lo más plana posible para evitar alguna distorsión por la topografía, debe también ubicarse lo más lejos posible de líneas de conducción de energía para evitar la saturación con la señal de 60 Hz. Se instalan los dipolos de campo eléctrico con los electrodos separados una distancia de 100 o 150 m enterrados a una profundidad de entre 15 y 20 cm, cuidando de humedecer el terreno para disminuir la resistencia de contacto, y evitar que sea mayor a 2 o 3 kOhm. La resistencia de contacto debe ser pequeña para tener un buen acoplamiento con el terreno. Las bobinas de inducción son enterradas en trincheras de 15 o 20 cm de profundidad para atenuar ruido cultural y la vibración provocada por el viento. Las bobinas son niveladas y orientadas ortogonalmente, al N, al E y verticalmente. Una vez instalados, los sensores en el terreno se conectan a la consola, que a su vez está conectada a una computadora portátil. Se utiliza un software llamado *MTACQ*, desarrollado por el Departamento de Geofísica Aplicada del CICESE. Para establecer los parámetros de adquisición de las series de tiempo en el equipo.

Con el objeto de optimizar el rango dinámico de las señales se registran separadamente cuatro bandas de frecuencia: 1-100 Hz con una razón de muestreo de 200 muestras/s, 0.1-10 Hz con 20 muestras/s, 0.01-1 Hz con 2 muestras/s y 0.001 – 0.1 Hz con 0.2 muestras/s. El software permite la visualización de las series de tiempo para ajustar las ganancias en la consola, las cuales se deben de reajustar para cada una de las cuatro bandas que se graban en cada uno de los sitios. El tiempo de registro en cada sitio puede variar entre 10 y 14 horas, pero si se presenta algún problema con el equipo, como falla en las baterías, cables

dañados, o los datos contienen ruido, como por ejemplo líneas eléctricas, vehículos o personas cerca de los sensores, el tiempo de registro puede aumentar considerablemente.

IV.4 Procesamiento de los datos

El procesamiento de los datos se realizó utilizando el software *PROMT* desarrollado por el Departamento de Geofísica Aplicada del CICESE, el cual, a través de un entorno gráfico permite seleccionar los parámetros para el proceso y visualizar los resultados.

Las variaciones temporales de los campos registradas como series de tiempo, son transformadas al dominio de la frecuencia utilizando la transformada de Fourier,

$$e_x(t) \Leftrightarrow E_x(\omega) \quad (29)$$

$$E_x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} e_x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (30)$$

$$E_x(\omega) = |E_x(\omega)| e^{i\phi(\omega)} \quad (31)$$

donde $|E_x(\omega)|$ es el espectro de amplitud y $\phi(\omega)$ es el de fase.

Debido a que las señales registradas son realizaciones estadísticas que provienen de un proceso aleatorio (o estocástico), la estimación espectral debe llevarse a cabo utilizando metodologías especialmente diseñadas para estos casos. En nuestro caso estamos utilizando un método de estimación espectral robusta, basado en los trabajos de Chave y Thomsom (1989) y Chave *et al.*, (1987). Este método utiliza ventanas de tiempo de longitud variable para estimar el espectro a las distintas frecuencias de interés. (Figura 11).

Las estimaciones espectrales mejoran estadísticamente a medida que aumenta el número de ventanas utilizadas en la estimación.

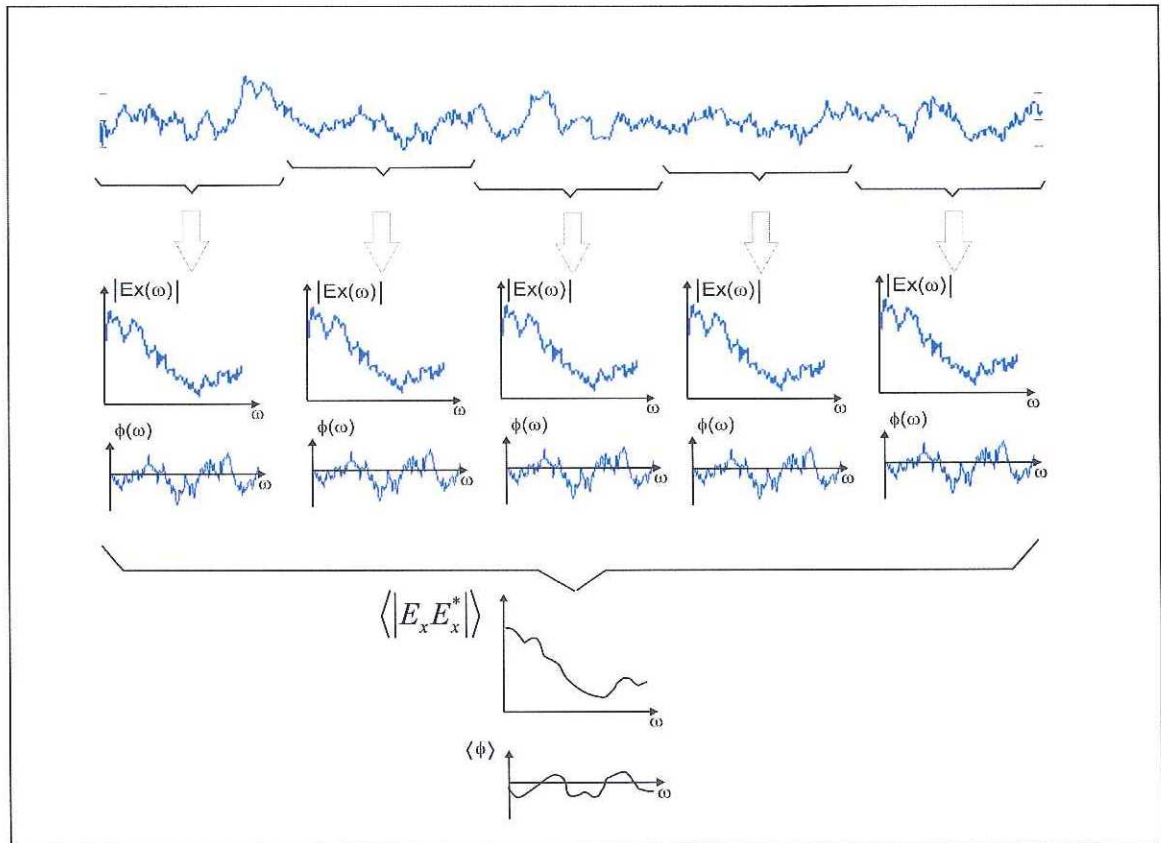


Figura 11. Estimación de potencias promedio.

Para estimar los cuatro elementos del tensor de impedancia tomamos la ecuación (25), la cual se escribe de la siguiente manera en el dominio de la frecuencia

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \quad (32)$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (33)$$

donde tenemos un sistema de dos ecuaciones con cuatro incógnitas, y la manera de resolver este sistema es multiplicar las dos ecuaciones por dos campos distintos.

$$\begin{aligned} E_x H_y^* &= Z_{xx} H_x H_y^* + Z_{xy} H_y H_y^* \\ E_y H_y^* &= Z_{yx} H_x H_y^* + Z_{yy} H_y H_y^* \\ E_x H_x^* &= Z_{xx} H_x H_x^* + Z_{xy} H_y H_x^* \\ E_y H_x^* &= Z_{yx} H_x H_x^* + Z_{yy} H_y H_x^* \end{aligned} \quad (34)$$

la estimación de las auto-potencias y de las potencias cruzadas es estadísticamente más estable si se hace un promedio, y la ecuación (34) se escribe de la siguiente manera

$$\begin{aligned} \langle E_x H_y^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_y H_y^* \rangle &= Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle \\ \langle E_x H_x^* \rangle &= Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \\ \langle E_y H_x^* \rangle &= Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle \end{aligned} \quad (35)$$

donde

$$\langle E_y H_x^* \rangle = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (E_y H_x^*)_k \quad (36)$$

son estimaciones realizadas con N segmentos de una serie de tiempo. La solución al sistema de ecuaciones (35) está dada por

$$\begin{aligned}
 Z_{xx} &= \frac{1}{D} \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle \\
 Z_{xy} &= \frac{1}{D} \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle \\
 Z_{yx} &= \frac{1}{D} \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle \\
 Z_{yy} &= \frac{1}{D} \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x^* \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle \\
 D &= \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle
 \end{aligned} \tag{37}$$

la ecuación (37) expresada en notación matricial toma la forma

$$\hat{\mathbf{Z}} = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E}) \tag{38}$$

donde el superíndice $\dagger$ significa el hermitiano (i.e. el transpuesto conjugado). Los elementos $(\mathbf{H}^\dagger \mathbf{H})$ y $(\mathbf{H}^\dagger \mathbf{E})$ son las estimaciones de auto-potencias y potencias cruzadas, respectivamente, es decir $\hat{\mathbf{Z}}$ es una estimación mínimo cuadrática empleando las diferentes ventanas de muestreo.

La estimación robusta propuesta por Chave y Thomson (1989), el cual permite eliminar la contaminación producida por datos anómalos (*outliers*) utilizando un proceso iterativo (Figura 12). En la primera iteración se utilizan mínimos cuadrados simples, la estimación resultante se utiliza para calcular una matriz de pesos que se va modificando de manera adaptable en las siguientes iteraciones en un esquema de mínimos cuadrados ponderados

$$\hat{\mathbf{Z}} = (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}^\dagger \mathbf{W} \mathbf{E}) \tag{39}$$

donde $\mathbf{W}$ es una matriz diagonal $N \times N$ cuyos elementos son pesos calculados con base en los residuales r_i entre una estimación y la siguiente.

Existen varias formas de calcular los pesos de la matriz $\mathbf{W}$, Chave y Thomson (1989) utilizan los siguientes pesos

$$w_i = 1 \quad |r_i| \leq r_c \quad (40)$$

$$w_i = \frac{r_c}{|r_i|} \quad |r_i| > r_c \quad (41)$$

donde r_c es un valor crítico estimado con base en la distribución de probabilidad de los residuales. De esta manera la estimación se robustece iterativamente dando menor peso a las estimas con mayores residuales.

Una vez obtenidos los cuatro elementos del tensor de impedancia, se calcula la resistividad aparente y la fase utilizando las ecuaciones (27) y (28).

Para tener una idea de la calidad de las estimaciones se calcula la coherencia entre el espectro del campo eléctrico observado y el de un campo eléctrico E^p predicho a partir de la impedancia estimada $\hat{\mathbf{Z}}$. La coherencia se calcula para ambas componentes del campo eléctrico utilizando

$$coh(E_x, E_x^p) = \frac{|E_x E_x^{*p}|}{\sqrt{(E_x E_x^*)(E_x^p E_x^{*p})}} \quad (42)$$

Donde el E_x^p es el campo predicho, utilizando las ecuaciones (32) y los valores estimados de $\hat{\mathbf{Z}}$, es decir

$$\begin{aligned} E_x^P &= \hat{Z}_{xx}H_x + \hat{Z}_{xy}H_y \\ E_y^P &= \hat{Z}_{yx}H_x + \hat{Z}_{yy}H_y \end{aligned} \quad (43)$$

Los valores de la coherencia deben ser $0 < coh < 1$, una estimación perfecta produce una coherencia de uno, en la práctica los valores superiores a 0.7 se consideran estimaciones de buena calidad. En el presente trabajo se utilizó un umbral dentro de la programación para que las estimaciones con valores de coherencia menores a 0.6 tuvieran menos peso en el proceso de inversión, el cual se explicará en detalle en el capítulo siguiente.

La función de coherencia también se utiliza para estimar el parecido entre los campos eléctricos medidos y sus perpendiculares magnéticos como, $coh(E_x, H_y)$ y $coh(E_y, H_x)$ (Figura 13). De acuerdo a las ecuaciones de Maxwell (1) y (2) estos campos deben ser muy parecidos, por lo que los valores altos de coherencia son indicativos de buena calidad en los datos.

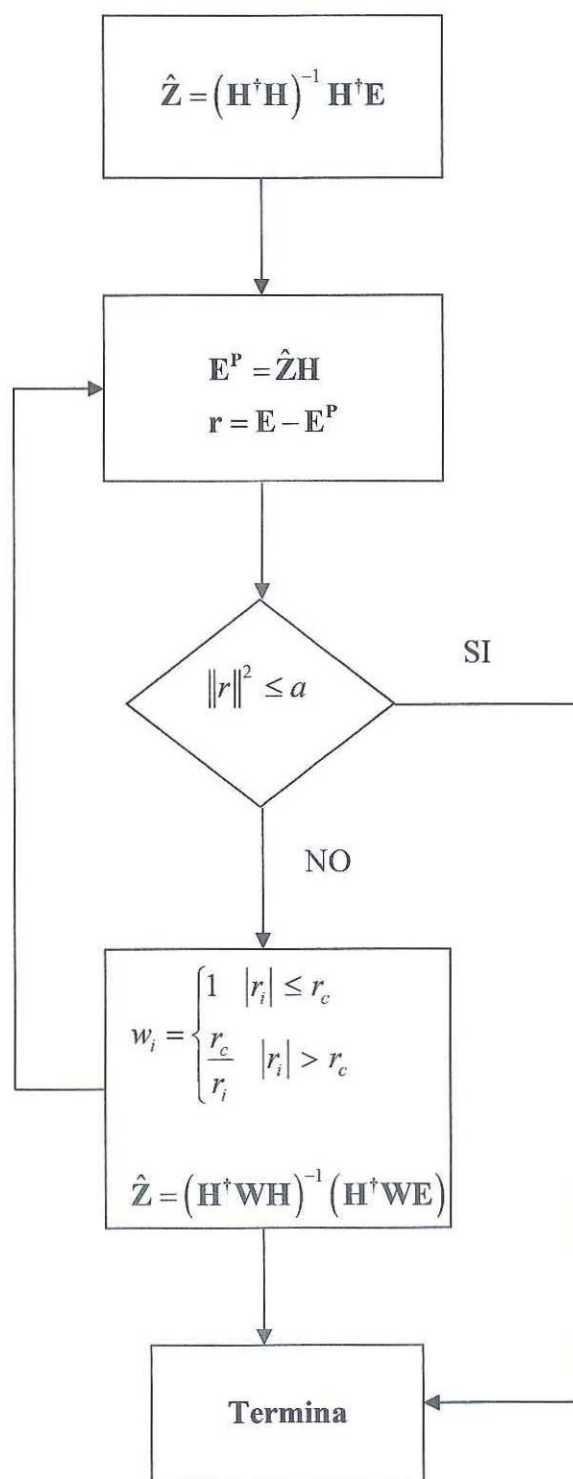


Figura 12. Diagrama de flujo para la estimación robusta.

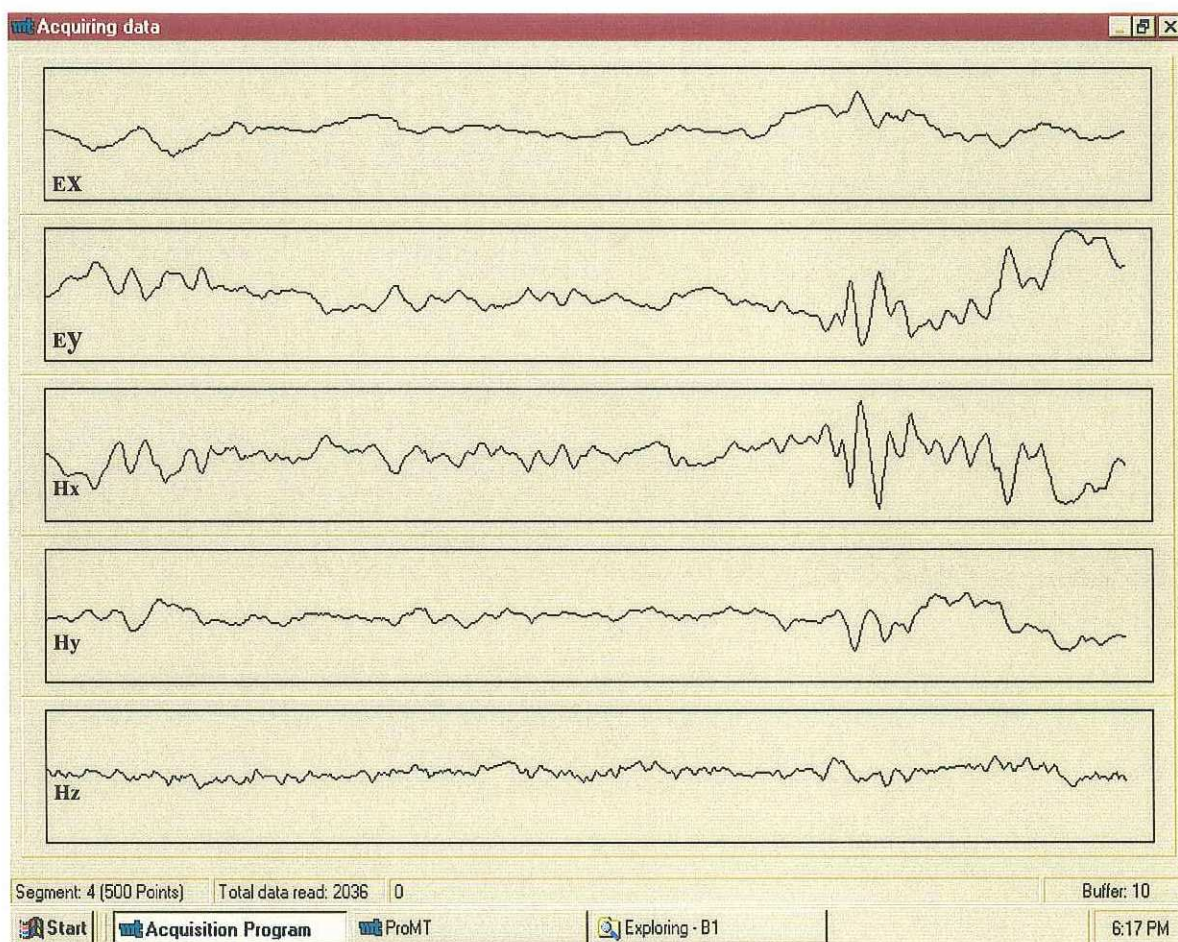


Figura 13. Serie de tiempo obtenida en uno de los sitios, se puede observar una buena coherencia entre Ey y su ortogonal Hx.

V. INVERSIÓN

V.1 Análisis del tensor de impedancias

Nuestra información sobre la resistividad del medio está contenida en el tensor de impedancias (26) observado. Para averiguar la distribución de resistividad en el subsuelo a partir de las impedancias observadas en varios sitios sobre la superficie, se utiliza el proceso conocido como inversión de datos, que consiste en encontrar un modelo del subsuelo que explique las observaciones.

Es conveniente describir lo que ocurre con las componentes del tensor de impedancia cuando se tienen modelos simples del subsuelo. En el caso más simple; un medio homogéneo, la impedancia se reduce a un valor escalar independiente de la frecuencia:

$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy} = Z_{yx} = \text{cte.}$ Cuando la resistividad del medio solo cambia con la profundidad, se tiene que la impedancia se reduce a un escalar que depende de la frecuencia

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{y} \quad Z_{xy}(\omega) = Z_{yx}(\omega).$$

Si la conductividad del medio varía en dos dimensiones (2-D), profundidad y distancia horizontal, y además el sistema coordenado de medición está alineado con la estructura bidimensional, el tensor de impedancia observado se reduce a sólo dos elementos. La diagonal principal se anula debido a que la corriente que fluye a lo largo de la estructura no interactúa con la que fluye cruzando la estructura, y los dos elementos fuera de la diagonal son distintos entre si, ya que la densidad de corriente es diferente en cada dirección. Pero si por el contrario, el sistema no está alineado con la estructura 2-D, los cuatro elementos del tensor son distintos de cero, pero una rotación del sistema lo alinearía haciendo cero la diagonal (Swift Jr., 1967).

En medios tridimensionales, se tienen corrientes que fluyen en todas direcciones por lo que es imposible encontrar un ángulo de rotación que anule la diagonal del tensor. En esta situación una alternativa sería hacer un análisis de los cuatro elementos, lo cual viene a complicar la interpretación.

Para tratar este problema existen distintas propuestas que tienden a reducir los elementos del tensor, bajo la suposición de que la distribución de resistividad en el subsuelo puede considerarse 2-D (Groom y Bailey, 1989). Sin embargo, la suposición de una distribución 2-D no siempre puede sostenerse. Recientemente, Romo *et al.*, (2005) proponen una transformación del tensor que no hace ninguna suposición sobre la dimensionalidad de la distribución de resistividad en el terreno. Esta transformación convierte los cuatro elementos del tensor en dos impedancias, y dos funciones angulares

$$\{Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}, Z_{yy}\} \Leftrightarrow \{Z_S, Z_P, \bar{\theta}, \Delta\theta\} \quad (44)$$

Z_S y Z_P son impedancias denominadas serie y paralelo, respectivamente, y las funciones $\bar{\theta}$ y $\Delta\theta$ son funciones que dependen de la geometría. Z_S y Z_P son invariantes ante rotación y se complementa una a la otra en el sentido de que la primera es más sensible a la presencia de cuerpos resistivos que se oponen al paso de la corriente, mientras que la segunda es más sensible a cuerpos conductores que facilitan el flujo de corriente (Romo *et al.*, 2005).

Las impedancias serie y paralelo Z_S y Z_P y las funciones angulares $\bar{\theta}$ y $\Delta\theta$ se pueden escribir en términos de los cuatros elementos del tensor original de la siguiente manera:

$$Z_S = \left(\frac{Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yy}^2 + Z_{yx}^2}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (45)$$

$$Z_P = \sqrt{2} \frac{Z_{yx}Z_{xy} - Z_{xx}Z_{yy}}{(Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yy}^2 + Z_{yx}^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (46)$$

$$\bar{\theta} = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{Z_{xy} + Z_{yx}} \right) \quad (47)$$

$$\Delta\theta = \arctan \left(\frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right) \quad (48)$$

En este trabajo utilizamos las impedancias Z_S y Z_P para investigar la distribución de la resistividad del terreno a lo largo del perfil San Pedro Mártir.

Una de las ventajas de las impedancias Z_S y Z_P es que el efecto conocido como “corrimiento estático” es atenuado. Esto se debe a que las curvas de resistividad aparente S-P resultan siempre más cercanas entre sí, comparadas con los tradicionales modos TE y TM. En nuestro caso solamente dos sitios (Spm05 y Sf05) mostraron separaciones considerables entre las curvas S-P. En estos dos casos utilizamos factores de corrección estimados con el criterio de que la variación lateral de la resistividad aparente se mantuviera lo más suave posible. Cabe mencionar, que al incluir la topografía en el modelo de inversión, el efecto estático producido por ésta entra como una parte del proceso de inversión

V.2 Inversión 2D

La inversión de datos MT consiste en encontrar una distribución de conductividades del subsuelo que produzca una respuesta que se ajuste lo mejor posible a los datos obtenidos en campo. La búsqueda del modelo se hace en forma automática e iterativa mediante un proceso de optimización, en el que se propone un modelo inicial el cual cambia poco a poco hasta lograr que su respuesta ajuste lo mejor posible a las observaciones. En este trabajo las observaciones son las impedancias Z_s y Z_p .

Para la modelación en 2D, el subsuelo se representa como un semiespacio (x, z) donde x constituye la distancia horizontal del perfil y z la profundidad en el subsuelo. Este semiespacio se discretiza en una malla donde cada una de las celdas adopta un valor de resistividad diferente, el cual cambia de una iteración a la siguiente. Para el presente trabajo se utilizó una malla de 95x100 celdas. El espesor de las celdas aumenta con la profundidad, los primeros 1000 metros se discretizaron con celdas de 50 m de espesor para tener una buena simulación del relieve topográfico, a mayores profundidades las celdas aumentan gradualmente en espesor. Horizontalmente las celdas tienen longitudes entre 0.5 y 1 km. El modelo se extiende una distancia horizontal de 340 km y hasta una profundidad de 150 km con la finalidad de reducir efectos de borde en la zona de interés. El agua de mar se representa con una resistividad de 0.4 Ohm-m en ambos extremos del modelo, estas celdas fueron ubicadas tomando en cuenta la batimetría en las cartas del INEGI.

Para el presente trabajo se utilizó un método de inversión de Rodi y Mackie (2001) el cual fue modificado por F. Esparza, del Departamento de Geofísica Aplicada del CICESE, para trabajar con las impedancias Z_s y Z_p de Romo *et al.*, (2005). Este método utiliza un

esquema regularizado para minimizar una función objetivo que contiene dos condiciones básicas: primero que la respuesta del modelo se ajuste lo mejor posible a los datos observados y segundo, que el modelo resultante sea lo más suave posible. Estas dos condiciones constituyen un compromiso que puede representarse matemáticamente mediante la función objetivo

$$S(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{R}_{dd}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \tau \|L(\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)\|^2 \quad (49)$$

donde

$S(\mathbf{m})$ = Función objetivo

$F(\mathbf{m})$ = Respuesta del modelo

$\mathbf{d}$ = Datos observados (Z_s y Z_p)

$\mathbf{m}$ = Parámetros del modelo ($\ln(\rho)$)

$\mathbf{m}_0$ = modelo inicial

$\mathbf{R}_{dd}^{-1}$ = Incertidumbre en los datos

τ = Factor de regularización

$L(\mathbf{m})$ = Operador de Laplace

El primer término de la ecuación (49) minimiza la diferencia entre los datos observados y los calculados, mientras que el segundo término de la ecuación representa la rugosidad del modelo. La minimización de este término hace que en cada iteración el modelo nuevo no sea muy diferente al anterior. Como partimos de un modelo inicial homogéneo, esta condición asegura que el modelo final sea suave.

El parámetro τ se le conoce como parámetro de regularización, y cuando este factor es grande le da más peso a la suavidad del modelo y al contrario, cuando el factor es chico le da más importancia al ajuste de los datos

En este trabajo el ajuste de los datos se mide a través del valor raíz cuadrático medio de los residuales normalizados dado por

$$rms = \sqrt{\frac{(\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{R}_{dd}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))}{n}} \quad (50)$$

donde n es el número de datos.

En la ecuación (50) está presente la incertidumbre de los datos, por lo que para nuestro trabajo consideramos una incertidumbre de 5% para la resistividad ρ_s y de 10% para la resistividad ρ_p , mientras que la incertidumbre de ambas fases se estableció en 2.5%. La mayor incertidumbre en la ρ_p se debe a que esta resistividad es más susceptible a efectos tridimensionales, los cuales no podrían reproducirse con un modelo 2-D. Una incertidumbre más grande reduce el riesgo de sobre-ajustarla.

De modo similar la rugosidad del modelo se calcula como:

$$Rugosidad = \|L(m - m_0)\|^2 \quad (51)$$

Una dificultad para el proceso de inversión de datos MT es el alto costo computacional, ya que se requiere una gran cantidad de memoria y capacidad de procesado. Para la realización de éste trabajo, los experimentos iniciales se realizaron en la supercomputadora Calafia del CICESE, una computadora modelo Sun Fire 4800 con ocho procesadores ultraSPARC III de 900 Mhz y ocho Gb en RAM, la cual cuenta con un sistema operativo Solaris. En esta computadora, un modelo de 190 x 110 celdas consume un tiempo de 540 min por iteración y la memoria RAM de Calafia es insuficiente para ejecutarlo. Por esta causa, el modelo final se corrió en una super computadora Cray XD1 que cuenta con 216 procesadores AMD

Opteron de doble núcleo, la cual tiene la capacidad de realizar 916×10^6 operaciones aritméticas de punto flotante en un segundo (0.95 TFlops), tiene 216 Gb de memoria RAM, y un sistema operativo Unix. Esta ésta computadora se encuentra ubicada en el Centro Nacional de Supercómputo en el Instituto Potosino de Investigación y Tecnología (IPICYT) en el estado de San Luís Potosí, En esta computadora el modelo de 190×110 celdas consume 90 min por iteración, es decir 6 veces más rápida que Calafia. Los programas que utilizamos en Calafia se compilaron en la Cray, con la ayuda del personal del Departamento de Supercómputo del CICESE, con la cual se redujo considerablemente el costo en el proceso de inversión.

V.3 Modelo óptimo

Uno de los mayores problemas en la modelación es el de elegir el modelo óptimo, es decir, aquel con el mejor compromiso entre la rugosidad del modelo y el ajuste de los datos. Puesto que este compromiso se controla con el factor de regularización τ , se requiere encontrar un valor óptimo para τ . Para hacer esto, se realizan una serie de corridas del modelo con distintos τ . Posteriormente se grafican los valores rms contra la rugosidad obtenidos para cada uno de los modelos empleando distintos τ , a la curva resultante se le conoce como la curva L.

Para el presente trabajo se realizaron varias corridas con diferentes τ los cuales van desde un $\tau = 5$ hasta $\tau = 200$, cada una de las corridas se realizó con 100 iteraciones y con los resultados obtenidos se graficó la curva L (Figura 14). Los resultados muestran que mientras más disminuye el valor de τ el ajuste de los datos es mejor pero los modelos son demasiado rugosos, por el contrario si el valor de τ aumenta el ajuste disminuye pero los

modelos son más suaves. Como se mencionó anteriormente, el modelo óptimo se considera como aquel que representa el mejor compromiso entre rugosidad y ajuste (menor rms con menor rugosidad), lo que indica que el valor de τ que queda en el vértice de la curva L es el que produce el mejor modelo (Figura 15). En nuestro trabajo el τ que mejor compromiso logra entre suavidad y rugosidad es el que tiene un valor de $\tau = 30$, que tiene un desajuste de 18.63 % y una rugosidad intermedia. En la parte superior de la Figura 14 se muestra el rms obtenido para cada uno de los sitios, de esta manera podemos identificar cuál de ellos presenta el mejor ajuste. Una vez obtenido el τ óptimo, decidimos realizar más iteraciones para ver si se puede mejorar el ajuste y si el proceso converge. El modelo se corrió con 200 iteraciones y con los resultados se obtuvo una curva de convergencia la cuál muestra cómo disminuye el rms con el número de iteraciones. Los resultados muestran que el rms no disminuye de manera considerable a partir de 150 iteraciones (Figura 16).

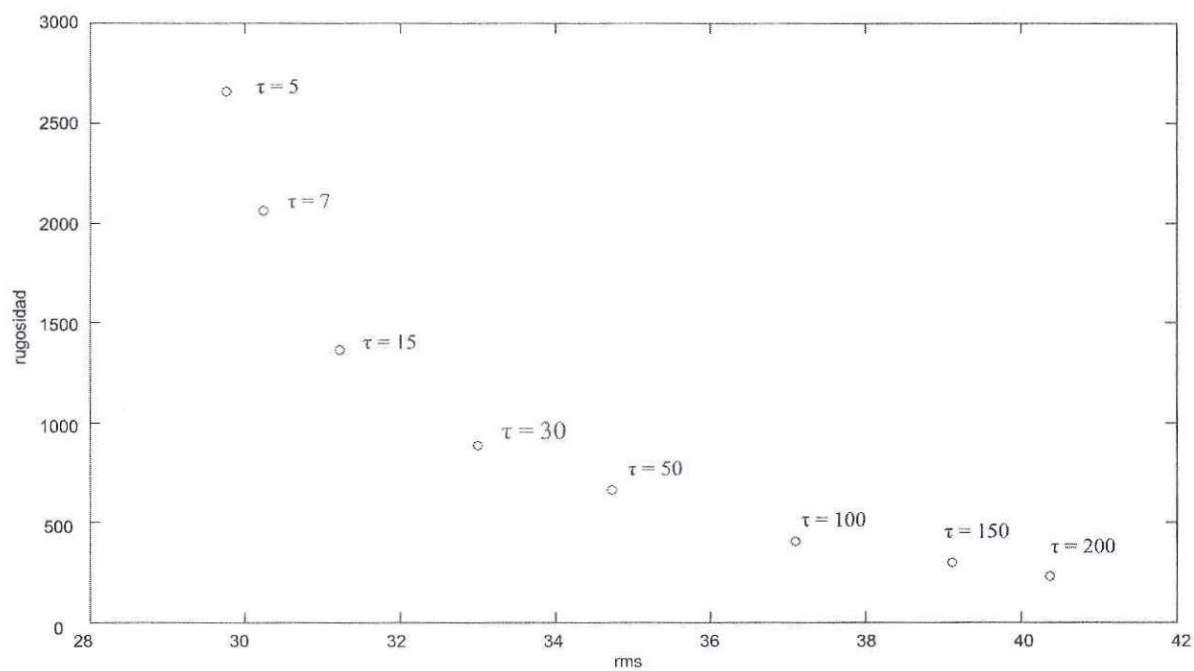


Figura 14. Curva L formada con los resultados obtenidos muestra que el $\tau = 30$ se encuentra en el punto de inflexión de la curva por lo que representa el mejor compromiso entre ajuste y rugosidad.

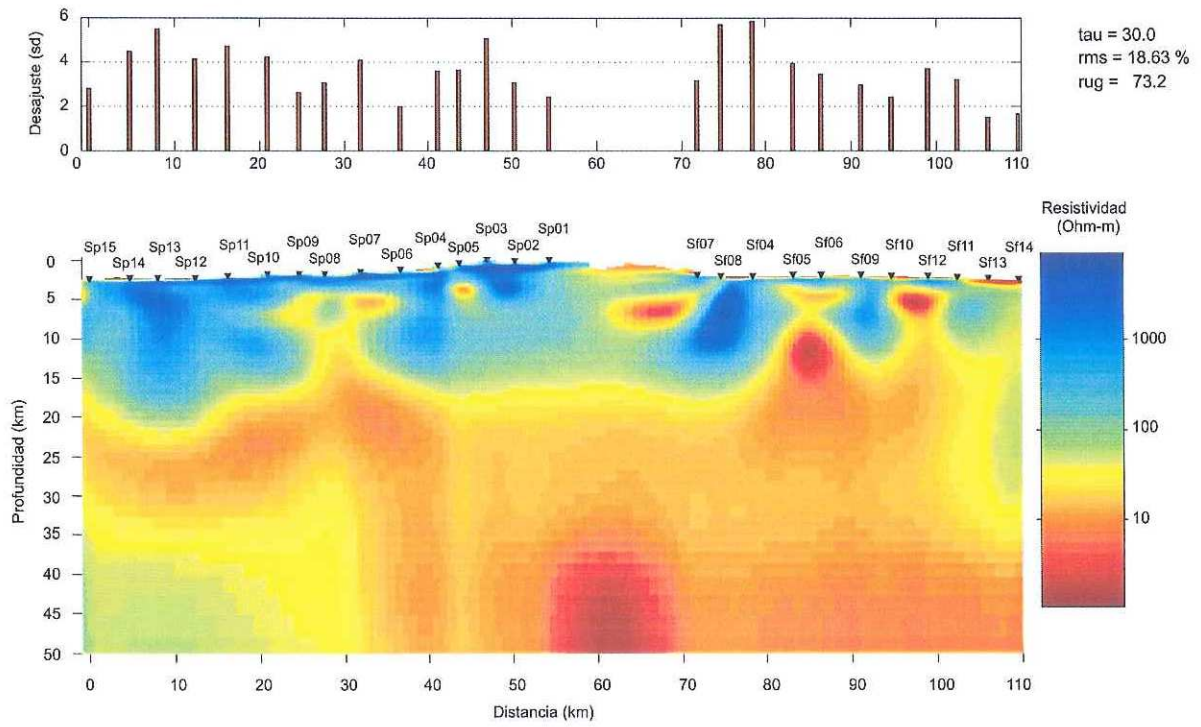


Figura 15. Modelo óptimo obtenido después de 200 iteraciones.

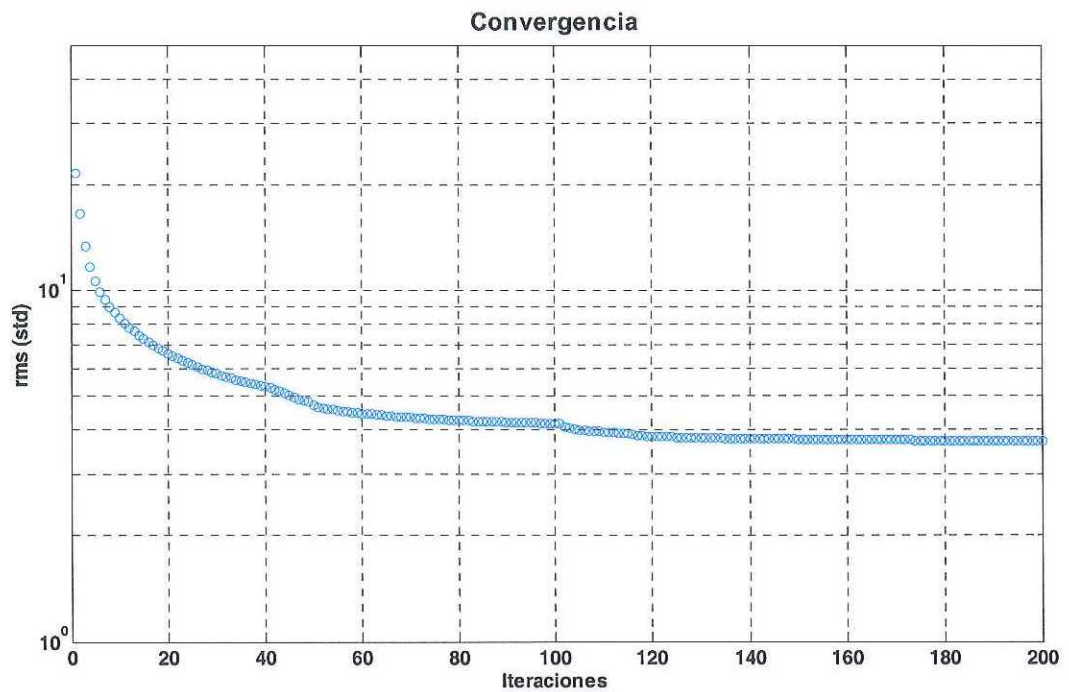


Figura 16. Curva de convergencia muestra como disminuye el rms con el número de iteraciones y se puede observar que a partir de 150 iteraciones la disminución del rms es mínimo.

V.4 Seudo-secciones

Una forma conveniente de representar los datos MT es mediante seudo-secciones; las cuales, consisten en mapas de contornos donde se representan las observaciones (resistividad aparente y fase) en función del período y de la distancia horizontal a lo largo del perfil. Estas seudo-secciones ofrecen una imagen de todo el conjunto de datos observados y permiten ver variaciones tanto lateralmente como con el período. Como la profundidad de penetración aumenta con el período, las imágenes dan una idea de la variación de la resistividad aparente con la profundidad o seudo-profundidad, de ahí que se denominen seudo-secciones.

En las seudo-secciones se ubican todos los sitios distribuidos a lo largo del eje x , el cual representa la longitud del perfil y está expresada en km, y en el eje y los periodos en una escala logarítmica expresados en segundos.

En las figuras 17a y 18a, se muestran las seudo-secciones obtenidas a partir de los datos de nuestro perfil para el modo serie y el modo paralelo, respectivamente. En las seudo-secciones de resistividad aparente se pueden observar detalles interesantes, por ejemplo, un marcando contraste lateral en las altas frecuencias. Al occidente del perfil se tienen valores grandes de resistividad mientras que en la porción oriental la resistividad aparente disminuye considerablemente. A través de la fase podemos obtener información valiosa ya que si el medio fuera homogéneo la fase se mantendría constante a 45° , en las seudo-secciones se observa un cambio de fase de un medio resistivo en la superficie (menos de 45°) que pasa a un medio conductor (fases mayores de 45°) los cuales se observan en periodos aproximadamente de entre 1 y 10 segundos, y además se observan zonas con un

comportamiento casi homogéneo a todo lo largo de nuestro perfil, sobre todo en periodos mayores de 1 s.

Las figuras 17b y 18b muestran pseudo-secciones construidas con la resistividad aparente calculada a partir del modelo óptimo (Figura 15). Puede observarse que tanto la resistividad aparente como la fase, reproducen los rasgos generales de las observaciones. Para tener un detalle de las diferencias entre observaciones y respuesta del modelo se construyeron pseudo-secciones para el desajuste rms (Figuras 17c y 18c). En el caso de la resistividad aparente se representa el desajuste relativo en % y para la fase se calcula el rms absoluto en grados. En las pseudo-secciones se ven los desajustes en algunos de los sitios, principalmente se observan los desajustes mayores en el modo paralelo, esto se debe a que el modo paralelo es más sensible a los efectos tridimensionales de las estructuras presentes en el subsuelo.

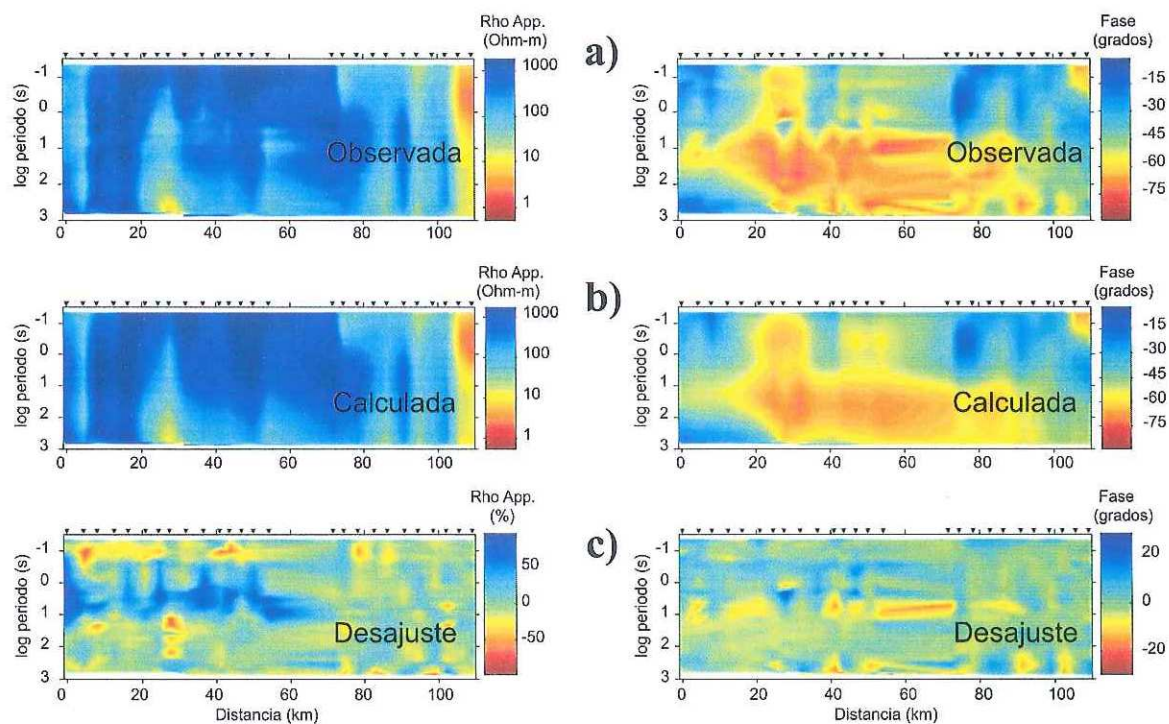


Figura 17. Seudo secciones para el modo serie. a) Resistividad aparente y fase observadas b) Resistividad aparente y fase calculadas a partir del modelo óptimo (Figura 15). c) Desajuste entre observaciones y respuesta del modelo.

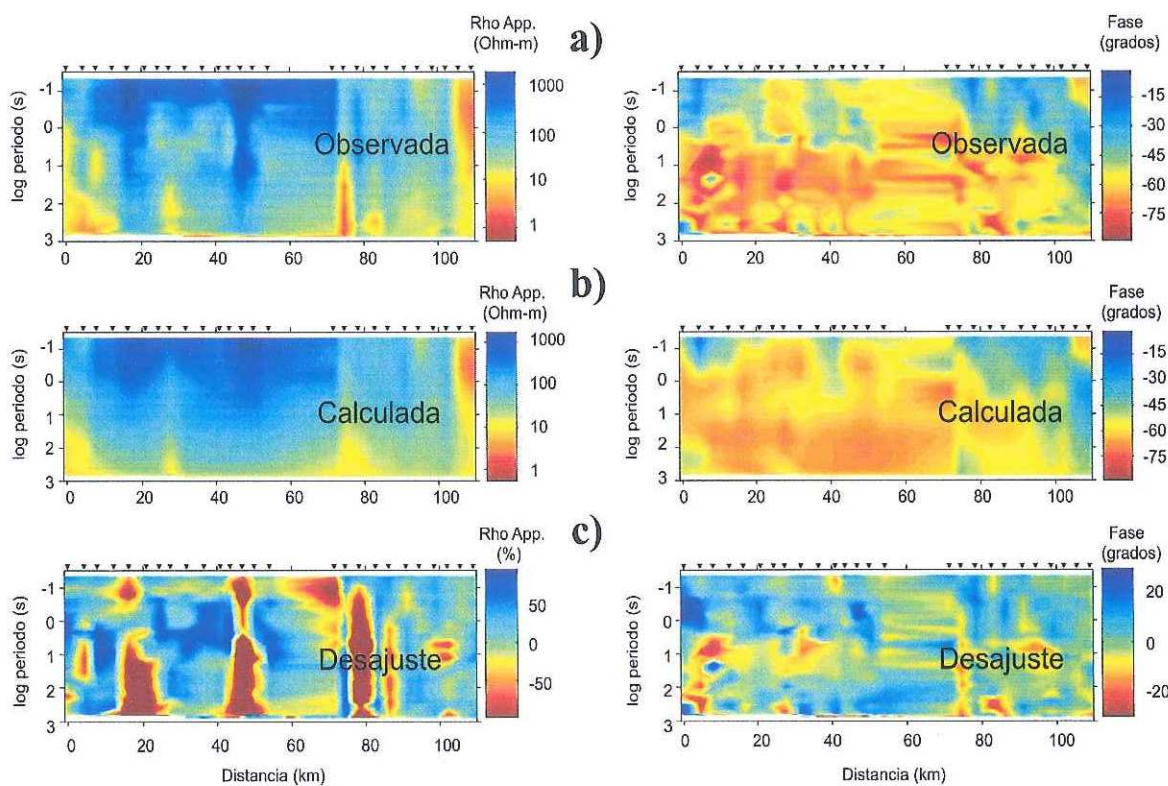


Figura 18. Seudo secciones para el modo paralelo. a) Resistividad aparente y fase observadas b) Resistividad aparente y fase calculadas a partir del modelo óptimo(Figura 15). c) Desajuste entre observaciones y respuesta del modelo.

VI INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.

VI.1 Interpretación

Los resultados obtenidos mediante la inversión 2D de los datos MT de nuestro perfil muestran características distintas en la resistividad para la parte oriental y para la parte occidental de la península (Figura 19). Al centro del perfil se encuentra el Escarpe Principal del Golfo. En esta zona no se midió ningún sitio MT debido a lo abrupto de la topografía. Las anomalías que muestra el modelo en esta zona pueden ser efectos de la falta de datos. Por esta razón se decidió no darle mucho crédito al modelo en esta zona.

Al occidente de la península predominan las resistividades de entre 10^3 y 10^4 Ohm-m asociadas principalmente a rocas graníticas del Cretácico que forman el batolito peninsular. En la parte somera, algunos centenares de metros, se observa una resistividad más baja asociada principalmente a rocas sedimentarias del Terciario Temprano, las cuales incluyen depósitos marinos y continentales, como la cuenca del Valle de San Telmo.

En la porción oriental de nuestro perfil se observa una conductividad elevada en la parte superficial, alcanzando algunos centenares de metros, causada por las rocas sedimentarias del Plio Cuaternario, que incluyen depósitos aluviales, lacustres y depósitos marinos someros. Entre los sitios Sf08 y Sf04 se encuentra una anomalía conductora hasta una profundidad de ~ 700 m que representa la zona de transición entre la cuenca del Valle de San Felipe y la cuenca de Valle Chico. En el extremo oriental, cerca del Golfo de California, se observa una anomalía conductora superficial de ~ 1000 m de espesor, que se asocia a una gruesa capa sedimentaria.

Bajo los sitios Sp01, Sp02, Sp03, y Sp05 se muestra una anomalía resistiva con valores entre 10^4 y 10^5 Ohm-m, la cual se asocia al Plutón San Pedro Mártir 97 ± 1 Ma (Johnson *et al.*, 1999), un cuerpo intrusivo rico en cuarcita y que se puede observar su espesor de ~6 km. Rodeando el cuerpo resistivo que representa al Plutón San Pedro Mártir se observa una anomalía conductora asociada a rocas metamórficas prebatolíticas del Mesozoico y Paleozoico (Figura 20).

Bajo los sitios Sp07, Sp08 y Sp09, en la parte más somera, se ubica una anomalía con una alta resistividad, entre 10^4 y 10^5 Ohm-m, asociada a las rocas intrusivas del Plutón San José 107.5 ± 1.8 Ma (Johnson *et al.*, 1999), el cual tiene una profundidad bajo estos sitios de ~2 km.

Bajo la anomalía resistiva que representa el Plutón San José ocurre una anomalía con una conductividad muy alta ~10 Ohm-m entre los sitios Sp06 al Sp10 la cual interpretamos como rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del Grupo Alisitos (Formación Alisitos) que se extiende a profundidad con un buzamiento hacia el oriente, posiblemente relacionada con la zona de sutura desarrollada durante un episodio de acreción en el Cretácico (~115-97 Ma) entre un arco tipo isla y el arco continental, documentada por Johnson *et al.*, (1999) y denominada por estos autores como la Cabalgadura Mártir; como se discute más adelante la conductividad en las zonas de sutura aumenta considerablemente. En la Figura 21 se muestra el mapa y la sección geológica interpretada por Johnson *et al.*, (1999), la zona de cabalgadura que separa los terrenos de distinto origen coincide con la anomalía conductora encontrada bajo los sitios Sp09 a Sp07.

Las anomalías conductoras dentro de zonas de sutura, son atribuidas a la presencia de minerales arcillosos producidos durante la cizalla, como serpentina, un producto del metamorfismo máfico de baja temperatura y a la presencia de fluidos, o a ambos (Bruhn *et al.*, 2004). La serpentina por si misma no es muy conductora (0.01 S/m), sin embargo el agua liberada durante la deshidratación al pasar a la facies de serpentina puede elevar la conductividad considerablemente (Bruhn *et al.*, 2004).

En la Figura 20, bajo los sitios Sf05, Sf06 y Sf09 observamos una anomalía resistiva relacionada con las rocas intrusivas de la Sierra San Felipe. Bajo los sitios Sf05 y Sf06 se extiende una anomalía muy conductora a una profundidad entre los 10 y 12 km y bajo los sitios Sf10 y Sf12 otra anomalía similar que va desde ~2 km hasta 10 km, estas anomalías son una característica encontrada comúnmente en muchas zonas donde existe o existió un régimen de extensión, y son principalmente atribuidas al metamorfismo y/o a zonas con mayor contenido de fluidos. Otra posible causa de estas anomalías es la presencia de grafito metamórfico. Se ha demostrado que muy pequeñas cantidades de grafito (<1%) formando películas delgadas intersticiales pueden reducir muy sensiblemente la resistividad de la roca (Bedrosian, 2007). En ambos casos la conductividad de las rocas está dominada por la conducción iónica dentro de la fase fluida (Bedrosian, 2007).

A todo lo largo de nuestro perfil se observa un incremento en la conductividad a una profundidad aproximada de 20 km (Figura 22), cuyas posibles causas discutiremos más adelante.

En la Figura 23 se correlaciona nuestro modelo con un modelo recientemente obtenido a partir de datos gravimétricos y aeromagnéticos (Martínez-Cañedo, 2006). El modelo de Martínez-Cañedo (2006) muestra un contraste vertical entre rocas con alta susceptibilidad

magnética al occidente y rocas con muy baja susceptibilidad al oriente, asociado a la frontera magnetita-ilmenita descrita por Gastil *et al.*, (1990). Este contraste coincide con la zona conductora (ZCM) asociada en nuestro perfil MT a la sutura entre el arco Alisitos y el arco continental.

En la Figura 24 se muestra la interfase corteza-manto obtenida por Lewis *et al.*, (2001) mediante datos sismológicos. En la parte occidental del perfil (0-30 km de distancia horizontal) esta frontera parece correlacionar con un aumento en la resistividad eléctrica a 35 km de profundidad. Hacia el oriente el perfil de MT no detecta ningún cambio que pudiera correlacionar con la interfaz corteza-manto, debido probablemente a que la alta conductividad atenúa la señal magnetoteléurica e impide la sensibilidad a esas profundidades.

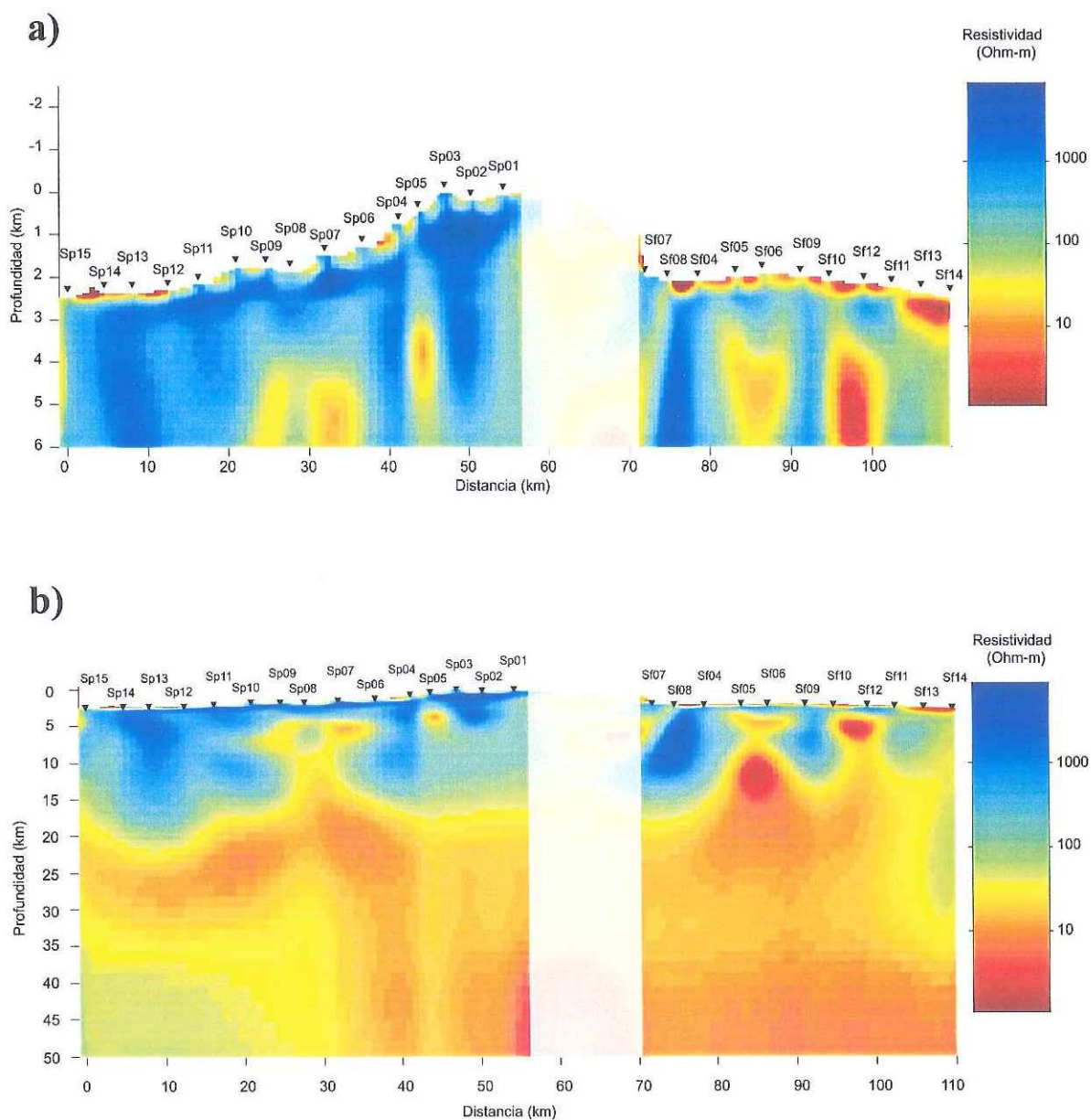


Figura 19. Modelo final de la resistividad del subsuelo. a) Acercamiento a la parte somera, de 0 a 6 km de profundidad. b) modelo completo. Entre los 57 y 70 km de distancia horizontal no hay observaciones, por lo que el modelo es menos confiable.

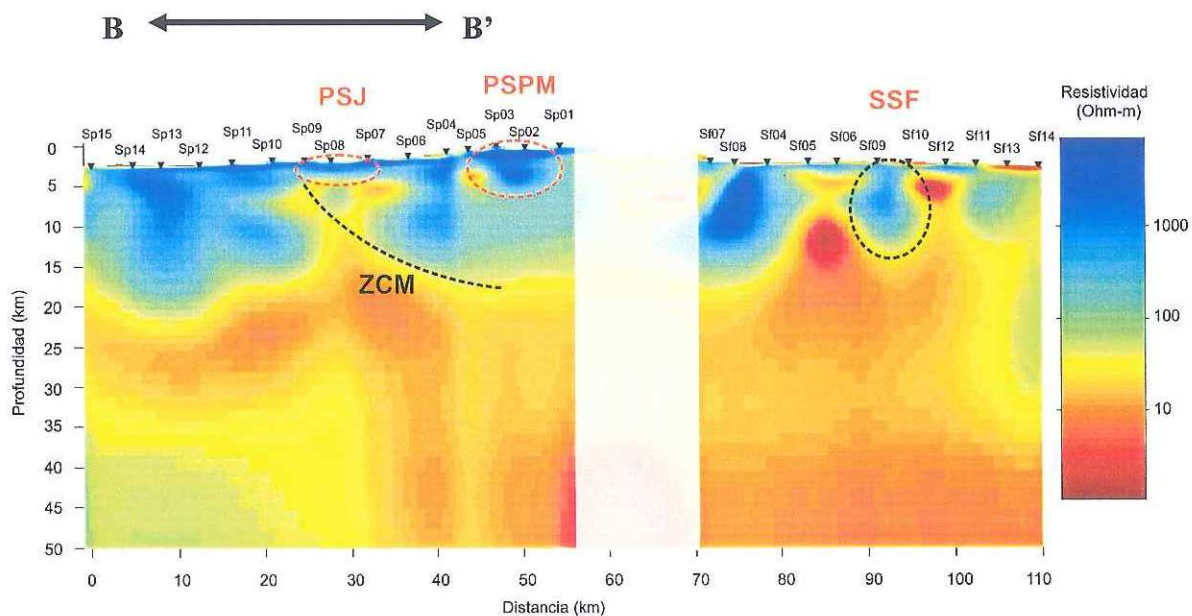


Figura 20. En esta figura se muestran algunas de las principales estructuras geológicas: Plutón San Pedro Mártir (PSPM), Plutón San José (PSJ), Zona de Cabalgadura Mártir (ZCM), y Sierra San Felipe (SSF). El perfil B-B' se presenta en la Figura 20.

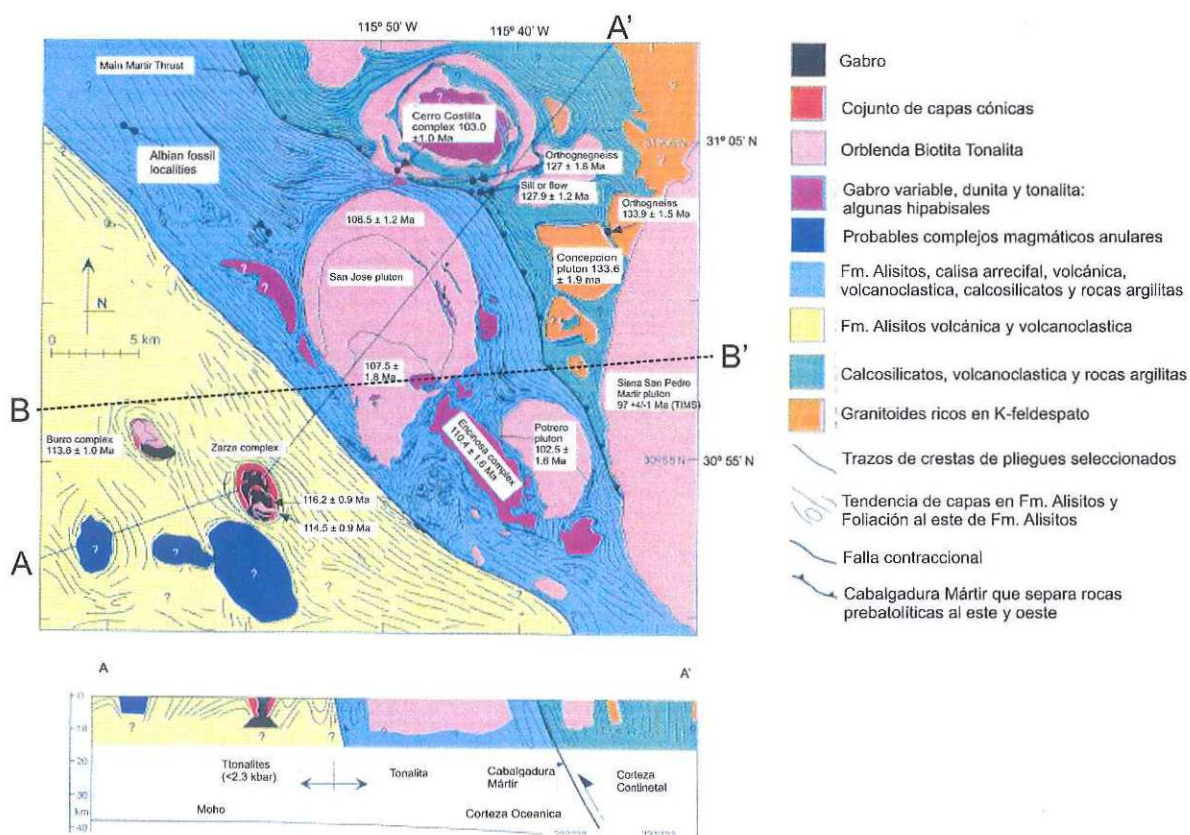


Figura 21. Geología superficial e interpretación de Johnson *et al.* (1999). La sección transversal A-A' representa el recuadro, y la sección B-B' representa la trayectoria de nuestro perfil.

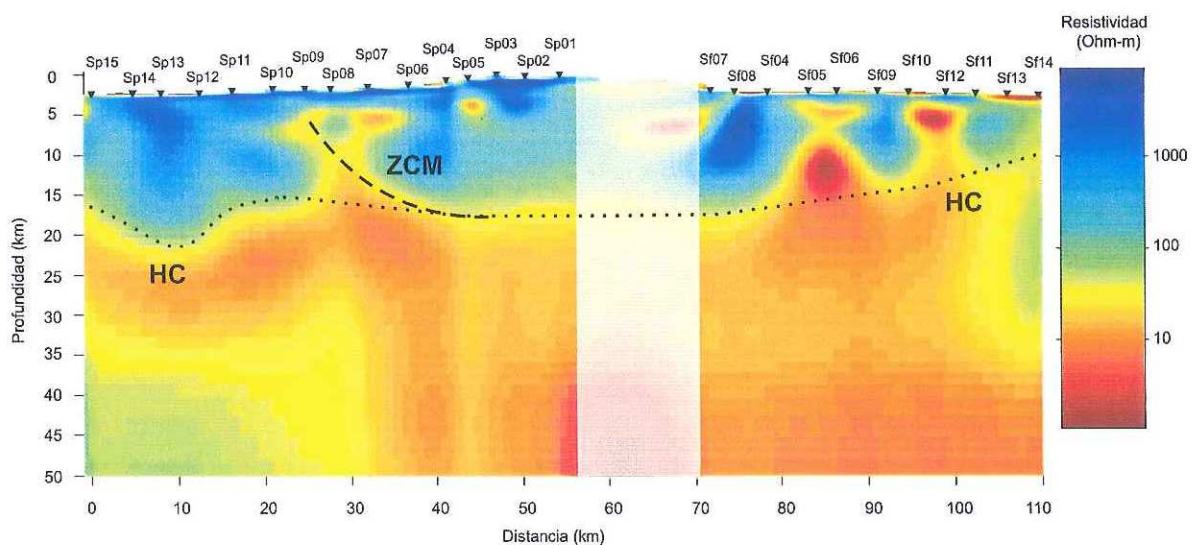


Figura 22. Interfaz entre un terreno resistivo y un conductor (HC) a una profundidad de ~20 km en el extremo occidental. La interfaz se hace menos profunda hacia el Este del perfil. Se muestra la zona de la Cabalgadura Mártir (ZCM).

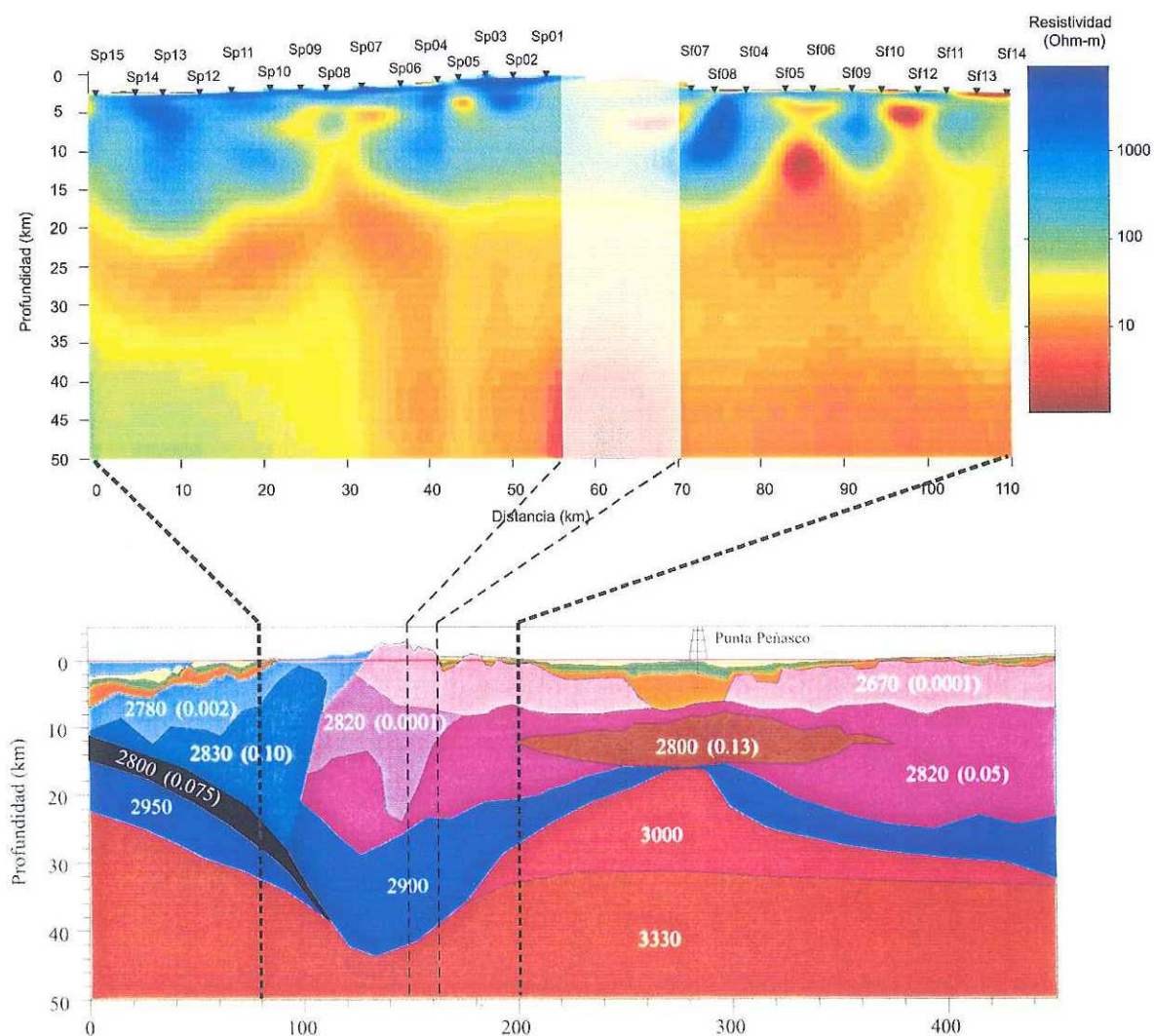


Figura 23. En la parte superior, el modelo obtenido mediante MT resultado del presente trabajo y en la parte inferior, el modelo obtenido mediante datos gravimétricos y datos aeromagnéticos (Martínez-Cañedo, 2006) los números en el modelo inferior indican la densidad de masa en kg/m^3 y entre paréntesis la susceptibilidad magnética (adimensional cgs).

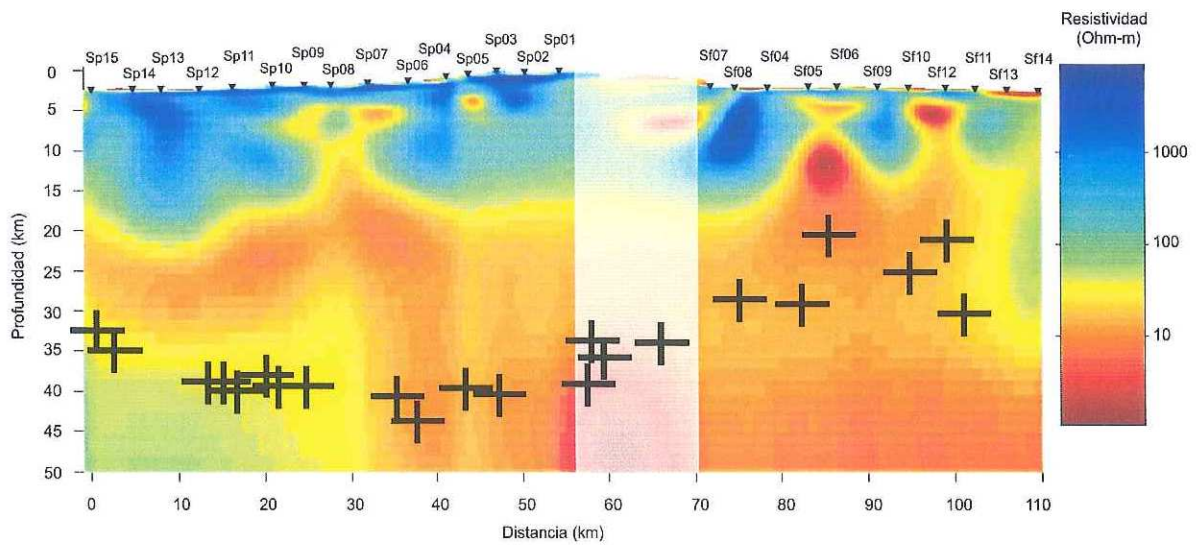


Figura 24. Las marcas representan la interfase corteza-manto obtenido por Lewis *et al.*, (2001) mediante datos sismológicos.

VI.3 Discusión

En general la corteza superior es resistiva ($\sim 10^4$ ohm-m) reflejo de la presencia abundante de silicatos. En contraste, la corteza baja es más conductora ($\sim 20-30$ ohm-m) para lo cual existen varias explicaciones. La más aceptada lo explica por la presencia de fluidos atrapados en la zona de transición frágil-dúctil, otra posible causa es la presencia de ciertos minerales conductores sólidos (óxidos metálicos, grafito, serpentina y sulfuros, por mencionar algunos) que pueden dar elevadas conductividades cuando están presentes en porcentajes pequeños ya que son muy buenos conductores (Bedrosian, 2007).

Hasta ahora se han considerado varios orígenes para las anomalías conductoras en la corteza media y corteza baja, de los cuales, la presencia de: 1) agua con alta salinidad, 2) material parcialmente fundido y 3) películas de carbón intergranular, son las más citadas en la literatura (Bailey, 1990; Bedrosian, 2007; Bellot, 2007; Bruhn *et al.*, 2004; Connolly y Podladchikov, 2004; Glover y Vine, 1995; Heinson, 1999; Hermance, 1995; Hobbs *et al.*, 2004; Park, 1992; Pushkarev *et al.*, 2007; Simpson, 2001; Ulugergerli *et al.*, 2007; Vanyan *et al.*, 2001). En regiones en donde es factible explicar la presencia de fluidos a la profundidad de la corteza baja (por ej. zonas de subducción activa o recientemente desactivada), los fluidos con alta salinidad son una de las razones más aceptadas como la causa de anomalías conductoras en la corteza media y baja.

Los fluidos en estas zonas pueden derivarse de la deshidratación de la corteza oceánica subducida, y del metamorfismo de anfibolita a granulita en corteza continental (Glover y Vine, 1995).y la eclogitización, que consiste en la transformación de los gabros y basaltos de

la corteza oceánica en eclogita, liberando una cantidad sustancial de agua (Tibi *et al.*, 2002).

Vanyan y Gliko (1999) realizaron estudios de MT y tomografía sísmica en la Sierra Kirguiz Tien Shan en la antigua Unión Soviética donde la actividad tectónica cesó hace menos de 30 Ma, y encontraron una anomalía conductora en la corteza media muy parecida a la anomalía encontrada en nuestro perfil. Estos autores, la correlacionan con una zona de baja velocidad en la corteza media a una profundidad de entre 20-25 km, la cual interpretaron como una acumulación de fluidos salinos producto de la deshidratación de anfibolita. Posteriormente Vanyan *et al.*, (2001) interpretaron dos modelos de resistividad obtenidos en dos provincias geológicas con una delgada capa de sedimentos, utilizando MT y sísmica de reflexión. En ambas provincias se encontraron una capa conductora a una profundidad de entre 15 y 20 km, y determinaron que existe una buena correlación entre el aumento de la conductividad y la disminución de la velocidad de onda sísmica, dicha anomalía fue interpretada como un aumento en el contenido de fluidos salinos en la transición frágil-dúctil. En nuestro caso, sabemos que la subducción cesó hace unos 12 Ma (Martin-Barajas, 2000) por lo que es muy probable que los fluidos producidos por la deshidratación de la corteza subducida se encuentre todavía en la corteza de Baja California. Bailey (1990) calculó que el tiempo de residencia de los fluidos dentro de la corteza puede ser hasta de 100 Ma.

La porosidad en la corteza superior decrece con la profundidad debido a la presión litostática que ocasiona el correspondiente cierre parcial de los poros y micro-fracturas (Vanyan *et al.*, 2001). Para que la conductividad con un medio rocoso se incremente es necesaria una buena interconexión de la porosidad, por lo tanto las anomalías conductoras

causadas por fluidos no pueden ir más allá de la profundidad de la transición frágil-dúctil, (Simpson, 2001).

Connolly y Podladchikov (2004) han modelado el flujo de los fluidos en la corteza y sugieren que como consecuencia del régimen de esfuerzos regionales, se produce un balance entre gradientes de presión litostática e hidrostática a profundidades de alrededor de 20 km, por lo que los fluidos que ascienden desde el manto o a partir de una placa oceánica deshidratada se pueden llegar a acumular, formando un horizonte relativamente delgado de aproximadamente 2 a 5 km en la zona de transición frágil-dúctil.

Los resultados anteriores nos permiten sugerir que es muy probable que el incremento en la conductividad que se observa a lo largo de nuestro modelo a una profundidad que fluctúa entre los 15 y los 20 km, se deba a la acumulación de fluidos en la interfaz frágil-dúctil.

La profundidad de la interfaz frágil-dúctil generalmente se estima a partir de la profundidad de los hipocentros que ocurren en una región. Desafortunadamente, en nuestro caso, la sismicidad en la zona es muy escasa, en contraste con lo que ocurre al Norte de la falla de Agua Blanca, la cual separa el bloque denominado estable al sur (Stock *et al.*, 1991) del bloque con deformación activa, al norte. Con base en un modelo a partir de anomalías magnéticas realizado por García-Abdeslen (2006) se infiere que en esta región, las rocas de la corteza pierden su magnetización a una profundidad de ~20 km, lo cual indica que a esa profundidad se alcanza una temperatura > 500 °C. Si consideramos un gradiente geotérmico de 30 °C/km (típico del Basin and Range) podemos inferir que a 20 km de profundidad se tiene una temperatura de 600 °C. Por otro lado, las rocas de composición granítica empiezan a fundirse a esas temperaturas, por lo que la zona de transición frágil-dúctil podría colocarse a esas profundidades.

Un aumento en la temperatura produce un pequeño aumento en la conductividad eléctrica. Sin embargo, en la corteza, la conductividad es mucho más sensible a la presencia de fluidos que al aumento en la temperatura, de manera que la causa de la anomalía conductora es más probable que sea la presencia de fluidos atrapados en la zona de transición frágil-dúctil. La fuente de esos fluidos es probable que haya sido la deshidratación de la corteza oceánica durante la subducción relativamente reciente (<12 Ma).

En la Figura 25 se muestran los diagramas de resistencia de la roca contra la profundidad planteados por Bohannon y Parson (1995), mediante modelos reológicos y térmicos, los cuales han demostrado ser muy útil para modelar la tectónica de la costa de California. Estos perfiles consideran las condiciones prevalecientes hace 20 Ma.

El diagrama 25a) representa la parte occidental de la península, donde se observa una zona de debilidad (decremento en la resistencia de la roca) a una profundidad de entre 10 y 15 km, en buena concordancia con el paso de la zona resistiva a la zona conductora entre 15 y 20 km. En ese mismo sitio, a 35 km se tiene la presencia de la corteza oceánica, lo cual también concuerda con el aumento en la resistividad eléctrica de nuestro modelo. El perfil 25b) está situado sobre el Batolito Peninsular y muestra una zona de debilidad en la corteza bajo el batolito a una profundidad de entre los 20 y 25 km, el modelo de resistividad muestra el paso de resistivo a conductor a los 15 km aproximadamente. Finalmente, el perfil 25c) está ubicado en un ambiente extensional y muestra dos zonas de debilidad en la corteza, una de ellas a los 10 km bajo corteza continental y otra a los 20 km bajo rocas del batolito. El modelo de resistividad en esta zona muestra el paso de resistivo a conductor a

15 km de profundidad al pie del escarpe y haciéndose más somero hacia el Este hasta llegar a menos de 10 km en el extremo oriental del modelo

Los diagramas de resistencia de la roca contra profundidad de Bohannon y Parson (1995) indican la interfaz frágil-dúctil hace 20 Ma, cuando la subducción estaba activa y las isothermas eran más frías en la zona. Actualmente, el gradiente geotérmico debe ser un poco mayor una vez que la subducción cesó y la zona se ha ido calentando. Esta elevación de las isothermas debe dar como consecuencia que las zonas de debilidad estimadas en Bohannon y Parsons (1995) hoy en día deben estar un poco más cerca de la superficie. Este resultado sugiere que el aumento de la conductividad mostrado en el modelo de resistividad pudiera ser un remante de la transición frágil-dúctil que se generó hace varios millones de años.

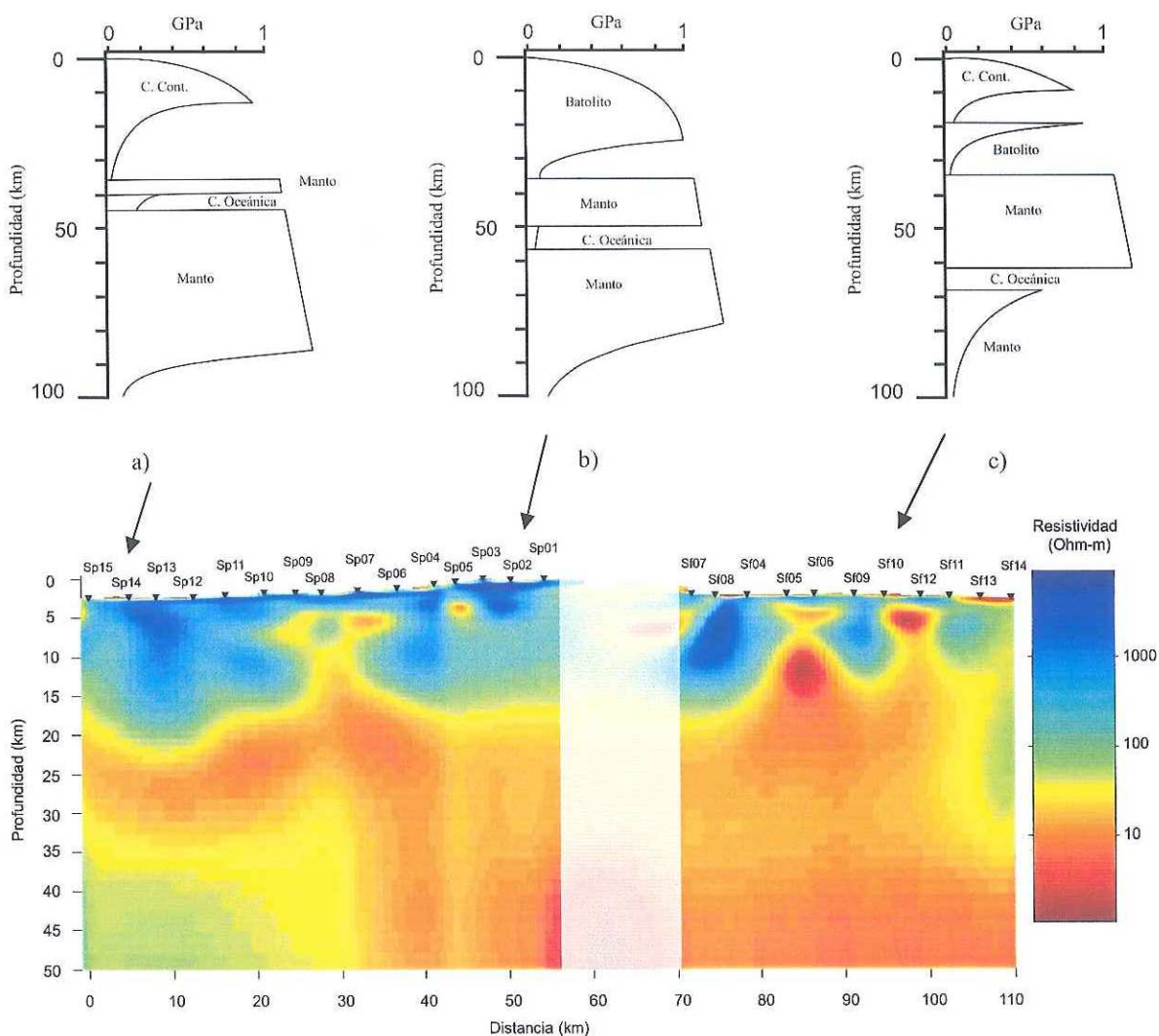


Figura 25. En la parte superior se muestran perfiles de la resistencia de roca contra la profundidad para 20 Ma (modificado de Bohannon y Parson, 1995). a) Representa la porción occidental de la península, b) Se encuentra situado sobre el Batolito Peninsular y c) representa un ambiente de cuencas y sierras (*basin and ranges*) al occidente de la península. En la parte inferior el modelo de resistividad.

VI.4 Conclusiones.

Los resultados obtenidos mediante la inversión 2D de los datos MT de nuestro perfil muestran características distintas en la resistividad para la parte oriental y para la parte occidental de la península. Se muestra una anomalía resistiva con una resistividad entre 10^4 y 10^5 Ohm-m, la cual se asocia al Plutón San Pedro Mártir, un cuerpo intrusivo rico en cuarcita y que las dimensiones aproximadas en profundidad son de ~ 6 km; otro cuerpo intrusivo que se pudo identificar es el Plutón San José (Johnson *et al.*, 1999), el cual tiene una profundidad bajo estos sitios de ~ 2 km.

Bajo la anomalía resistiva que representa el Plutón San José se identifica una anomalía con una conductividad muy alta ~ 10 Ohm-m la cual interpretamos como rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del Grupo Alisitos (Formación Alisitos) que se extiende a profundidad con un buzamiento hacia el oriente, posiblemente relacionada con una zona de sutura desarrollada durante el episodio de acreción en el Cretácico (~ 115 -97 Ma) entre un arco tipo islas y el arco continental, documentada por Johnson *et al.*, (1999) y denominada por estos autores como la Cabalgadura Mártir.

El modelo de resistividad obtenido sugiere que la presencia de un horizonte conductor en la corteza intermedia, cuyo espesor no podemos determinar, que podría deberse a una zona de transición frágil-dúctil. Los resultados de otros estudios (García-Abdeslem, 2007, Bohannon y Parsons, 1995) favorecen esta hipótesis.

Se hace una correlación con el modelo de la interfase corteza-manto obtenida por Lewis *et al.*, (2001) mediante datos sismológicos. En la parte occidental del perfil (0-30 km de distancia horizontal) esta frontera parece correlacionar con un aumento en la resistividad

eléctrica a 35 km de profundidad. Hacia el oriente el perfil de MT no detecta ningún cambio que se pudiera correlacionar con la interfaz corteza-manto, debido probablemente al efecto de pantalla provocado por la anomalía conductora encontrada en la corteza media.

REFERENCIAS.

- Atware, T. 1970. Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonics Evolutions of Western North America. Geological Society of America Bulletin. 81. 3513-3536 p.
- Bailey, R. C. 1990. Trapping of aqueous fluids in the deep crust. Geophys. Res. Lett. 17. 1129-1132 p.
- Bedrosian, P. A. 2007. MT+, Integrating Magnetotellurics to Determine Earth Structure, Physical State, and Processes. Surv. Geophys. 28:(2-3). 121-167 p.
- Bellot, J.-P. 2007. Extensional deformation assisted by mineralised fluids whitin the brittle-ductil transition: Insights from the southwestern Massif Central, France. Journal of Structural Geology. 29. 225-240 p.
- Bohannon, G. R. y T. Parson. 1995. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motion. GSA Bulletin. 107:(8). 937-959 p.
- Bruhn, D., R. Siegfried y F. Schilling. 2004. Electrical resistivity of deshydrating serpentinite. paper presented at Tectonophysics session of American Geophysical Union. San Francisco. 13-17 December 2004.
- Cagniard, L. 1952. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics. 18. 605-635 p.
- Candwell, T. 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotellurics signals. Tesis PhD. Mass. Inst. of Tech. 150 p.
- Connolly, J. A. D. y Y. Y. Podladchikov. 2004. Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration. Journal of Geophysical Research. 109. 1-12 p.
- Chave, D. A., J. D. Thomson y E. M. Ander. 1987. On the Robust Estimation of Power Spectra, Coherences, and Transfer Functions. Journal of Geophysical Research. 92:(B1). 633-648 p.

- Chave, D. A. y J. D. Thomson. 1989. Some Comments on Magnetotelluric Response Function Estimation. *Journal of Geophysical Research*. 94:(B10). 14215-14225 p.
- DeMets, C. A. 1995. Reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the Transfer of Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion. *Geophys. Res. Lett.* 22. 3545-3548 p.
- García-Abdeslen, J. (2006), Comunicación personal, edited.
- Gastil, R. G., E. Allison y R. P. Phillips. 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. The Geological Society of America, Inc. Mem. 140 p.
- Gastil, R. G. 1990. The Boundary between the Magnetite-Series and Ilmenite-Series Granitic Rocks in Peninsular California. *University Museum; University Tokyo, Nature and Culture*. 2. 91-100 p.
- Glover, P. W. J. y F. J. Vine. 1995. Beyond KTB-Electrical conductivity of the deep continental crust. *Surv. Geophys.* 16. 5-36 p.
- Groom, R. W. y R. C. Bailey. 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of three-dimensional galvanic distortion. *Geophys. Res.* 94B. 1913-1926 p.
- Heinson, G. 1999. Electromagnetics studies of the lithosphere and asthenosphere. *Surv. Geophys.* 20. 229-255 p.
- Hermance, J. F. 1995. Electrical Conductivity Models of the Crust and Mantle. En: *Global Earth Physics*. American Geophysical Union. 190-205 p.
- Hobbs, B. E., A. Ord, K. Regensauer-Lieb y B. Drummond. 2004. Fluid reservoirs in the crust and mechanical coupling between the upper and lower crust. *Earth Planets Space*. 56. 1151-1161 p.
- Johnson, E. S., M. C. Tate y C. M. Fanning. 1999. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, Mexico: evidence for a suture? *Geology*. 27:(8). 743-746 p.

- Lewis, J. L., S. M. Day, H. Magistrale, R. Castro, L. Astiz, C. Rebollar, J. Eakins, F. L. Vernon y J. Brune. 2001. Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias. *J. Geophys. Res.* 106:(B7). 13559-13611 p.
- Lonsdale, P. 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. En: *Gulf and peninsular province of the California*. J. P. Dauphin y B. T. Simoneit (eds.). Amer. Assoc. Petr. Geol., Memoir. 87-125 p.
- Martin-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 53. 72-83 p.
- Martínez-Cañedo, P. 2006. La estructura cortical en la península de Baja California y su relación con la frontera composicional magnetita-ilmenita. Tesis de Maestría. CICESE. Ensenada B. C. 54 p.
- Nava, F. A. y J. Brune. 1982. An earthquake-explosion reversed refraction line in the Peninsula Ranges of Southern California and Baja California Norte. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 72:(4). 1195-1206 p.
- O'Connor, E. J. y G. C. Chase. 1989. Uplift of the Sierra San Pedro Mártir Baja California, Mexico. *Tectonics*. 8:(4). 833-844 p.
- Park, S. K. 1992. Magnetotelluric evidence for a brittle-ductile transition, Peninsular Ranges batholith, southern California? *Geophys. Res. Lett.* 19:(21). 2143-2146 p.
- Pushkarev, P. Y., T. Ernst, J. Jankowski, W. Jozwiak y M. Lewandowski. 2007. Deep resistivity structure of the Trans-European Suture Zone in Central Poland. *Geophy. J. Int.* 169. 926-940 p.
- RESNOM, G. 2003. Procesamiento de datos y sismicidad registrada por RESNOM durante el periodo enero a junio de 2003. *GEOS*. 23:(1). 37-41 p.
- Reyes-González, L. M., C. Rebollar Bustamante y R. Castro Escamilla. 2001. Depth of the Moho in northern Baja California using (Pg-Pn) travel times. *Geofísica Internacional*. 40:(1). 21-29 p.

- Rodi, W. y R. L. Mackie. 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*. 66:(1). 174-187 p.
- Romo, J. M. 2002. Conductividad eléctrica de la litósfera de Baja California en la región de Vizcaíno, B. C. S. Tesis Doctoral. CICESE. Ensenada B. C. 151 p.
- Romo, J. M., E. Gómez-Treviño y 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 p.
- Sharma, V. P. 1997. Environmental and engineering geophysics. Cambridge Univrsity. Primera Edición. New York 475 p.
- Simpson, F. 2001. Fluid trapping at the brittle-ductile transition re-examined. *Geofluids*. 1. 123-136 p.
- Simpson, F. y K. Bahr. 2005. Practical Magnetotellurics. Cambridge University Press. Primera edición. Cambridge UK 254 p.
- Stock, J. M., A. Martin-Barajas, F. Suárez-Vidal y M. M. Miller. 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of northeastern Baja California, Mexico. En: *Geological Excursions in Southern California and Mexico*. M. J. Walawender y B. B. Hanan (eds.). Geological Society of America Annual Meeting Guidebook. 44-67 p.
- Swift Jr., C. M. 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. PhD. Massachusetts Institute of Technology.
- Tibi, R., G. Bock y C. H. Estabrook. 2002. Seismic body wave constraint on mechanisms of intermediate-depth esrthquakes. *J. Geophys. Res.* 107:(3). 10.1029/2001JB000361 p.
- Tikhonov, A. N. 1950. On determinig electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. En: *Magnetotelluric methods*. K. Vozoff (ed.). *Geophys. Reprint Ser.* 5, Soc. Expl. Geophys. 2-3 p.

- Ulugergerli, E. U., G. Seyitoglu, A. T. Basokur, C. Kaya, U. Dikmen y M. E. Candansayar. 2007. The Geoelectrical Structure of Northwestern Anatolia, Turkey. *Pure appl. geophys.* 164. 999-1026 p.
- Vanyan, L., B. Tezkan y N. Palshin. 2001. Low electrical resistivity and seismic velocity at the base of the upper crust as indicator of rheologically weak layer. *Surv. Geophys.* 22. 131-154 p.
- Vanyan, L. L. y A. O. Gliko. 1999. Seismic and electromagnetic evidence of dehydration as a free water source in the reactivated crust. *Geophy. J. Int.* 137:(1). 159-162 p.
- Vozoff, K. 1991. The magnetotelluric method. En: *Electromagnetic method in applied geophysics, 2, Applications.* M. N. Nabighian (ed.). Soc. Expl. Geophys. 641-711 p.
- Walawender, M. J. y T. E. Smith. 1980. Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges Batholith, Southern California. *Journal of Geology.* 88. 233-242 p.

APÉNDICE

Conjunto de datos Serie-Paralelo

Comparación de las respuestas observadas y calculadas en la superficie del modelo mostrado en la Figura 15. La resistividad aparente y la fase son el resultado de aplicar la transformación Serie y Paralelo a las impedancias medidas.

