



030 1
Zej.

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**UNIDAD ACADEMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES**

**INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ESTUDIO GEOELECTRICO DE LA INTERFASE
DE LAS PLACAS DE COCOS Y NORTEAMERICA
A LO LARGO DEL
TRANSECTO MAGNETOTELURICO
ACAPULCO - CUERNAVACA**

T E S I S

que para obtener el grado de
**MAESTRO EN CIENCIAS
(EXPLORACION)**

presenta

MARINO PAREJA LOPEZ

1998

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

262977



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicada con amor a

... mis padres

Arnobio y Fabiola

... mi esposa e hija

Yudy Maritza y Laura Marcela

... mis hermanas

Luz Beatriz y Erika Andrea

AGRADECIMIENTOS

Inicialmente expreso mi gratitud al Dr. Jorge Arturo Arzate Flores al fungir como tutor durante la maestría y director del presente trabajo, brindándome su apoyo, amistad y experiencia.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la UNAM, entidad que me favoreció con una de sus becas, correspondiente al proyecto IN102497, durante esta residencia.

A las personas que conformaron el jurado de la tesis Drs.: Oscar Campos, Luca Ferrari, Marco Guzmán y Gerardo Ronquillo, por sus comentarios y sugerencias.

Al Dr. Francisco Ramón Zuñiga, quien fué uno de los principales colaboradores para la obtención de mi estancia en esta universidad.

Al Dr. Harmut Jodicke, quien permitió mi participación en este proyecto, y en especial a Alexander Jording, por su amistad y colaboración en el desarrollo de la investigación.

A los demás compañeros de la brigada de campo: Britta Barthing, Erika Rionda y Knut Strobeck.

A todas la personas integrantes del departamento de exploración y del posgrado que con sus comentarios y enseñanzas han contribuido en mi formación.

Al personal administrativo, de la biblioteca y del laboratorio de computo del Instituto de Geofísica, por su amable atención y colaboración.

A todos mis compañeros, que en ratos de tertulia y estudio me brindaron una acogedora amistad.

A mi familia, quienes me apoyaron incondicionalmente en la obtención de esta meta, y soportaron con paciencia el rigor de la distancia y soledad.

A todas aquellas personas que de una u otra forma se vieron involucradas en la elaboración de este trabajo de investigación.

INDICE

	Página
LISTADO DE FIGURAS	iii
LISTADO DE TABLAS	v
RESUMEN	vi
1. INTRODUCCION	1
1.1. ANTECEDENTES.....	1
1.2. OBJETIVOS.....	4
1.3. ESTUDIOS ANTERIORES.....	5
2. LOCALIZACION Y MARCO TECTONICO	8
2.1. LOCALIZACION DE LOS SONDEOS MAGNETOTELURICOS ..	8
2.2. TECTONICA REGIONAL.....	10
2.3. TERRENOS GEOLOGICOS.....	12
3. EL METODO MAGNETOTELURICO	17
3.1. PRINCIPIOS DEL METODO.....	17
3.2. PROCESAMIENTO DE DATOS.....	20
3.3. DETERMINACION DEL ANGULO ROTACION.....	26
3.4. ANALISIS DE DIRTORSION.....	30
3.5. CORRECCION ESTATICA.....	42
4. INVERSION DE DATOS MAGNETOTELURICOS	51
4.1. INVERSION UNIDIMENSIONAL.....	51
4.1.1. MODELADO OCCAM.....	55
4.2. INVERSION BIDIMENSIONAL.....	62
4.2.1. PSEUDOSECCIONES TE Y TM	62
4.2.2. METODO DE INVERSION POR RELAJACION RAPIDA.....	65

4.2.3. MODELO BIDIMENSIONAL.....	69
5. RESULTADOS.....	74
5.1. GEOMETRIA DE LA INTERFASE.....	74
5.2. COMPARACION CON OTROS ESTUDIOS GEOFISICOS.....	76
6. CONCLUSIONES.....	82
BIBLIOGRAFIA.....	84
ANEXOS.....	91
1. DATOS OBTENIDOS PARA CADA SONDEO	
2. DATOS DE ENTRADA AL PROGRAMA DE INVERSION BIDIMENSIONAL.	

LISTADO DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Mapa de localización de los sondeos magnetoteléuricos.....	9
Figura 2. Marco tectónico regional.....	12
Figura 3. Terrenos tectono-estratigráficos del centro sur de México.....	14
Figura 4. Registro magnetoteléurico de las componentes de los campos magnético y eléctrico.....	21
Figura 5. Pseudosecciones de las coherencias bivariadas de las componentes horizontales del campo eléctrico.....	24
Figura 6. Análisis estadístico para la determinación del ángulo de rotación regional.....	31
Figura 7. Pseudosecciones de las <i>asimetrías del tensor de impedancia</i>	33
Figura 8. Pseudosección de la <i>heterogeneidad lateral</i> o “tipper” del campo magnético.....	36
Figura 9. Análisis de la distorsión del subsuelo.....	39
Figura 10. Arreglos de los vectores de inducción.....	41
Figura 11. Diagrama utilizado para ilustrar el efecto estático.....	43
Figura 12. Modo de polarización TM para los sondeos ubicados en el Terreno Guerrero, visualiza la distorsión estática.....	45
Figura 13. Modos de polarización TE y TM de los sondeos realizados en el terreno Xolapa.....	48

Figura 14. Modos de polarización TE y TM de los sondeos realizados en el terreno Guerrero.....	49
Figura 15. Modos de polarización TE y TM de los sondeos realizados en el terreno Mixteco.....	50
Figura 16. Pseudosecciones de resistividad aparente y fase promedio.....	53
Figura 17. Modelo de inversión unidimensional Occam.....	58
Figura 18. Comparación de las curvas reales de resistividad aparente y fase promedio con las obtenidas del modelo unidimensional.....	59
Figura 19. Pseudosecciones para el Modo TE de resistividad aparente y fase ...	63
Figura 20. Pseudosecciones para el Modo TM de resistividad aparente y fase .	64
Figura 21. Modelo de inversión bidimensional de relajación rápida.....	71
Figura 22. Pseudosecciones de los residuos entre el modelo bidimensional obtenido y los datos de campo para el modo TE	72
Figura 23. Pseudosecciones de los residuos entre el modelo bidimensional obtenido y los datos de campo para el modo TM	73
Figura 24. Modelo de inversión bidimensional. Escala real. Muestra el conductor asociado a la interfase.....	77
Figura 25. Comparación de los diferentes modelos geométricos de la interfase.....	79

LISTADO DE TABLAS

	Página
Tabla No 1. Valores promedio de la asimetría obtenida por los métodos de Swift y Bahr para cada sondeo.....	47
Tabla No 2. Valores promedio de la asimetría obtenida por los métodos de Swift y Bahr para cada período.....	47

RESUMEN

Se llevaron a cabo 23 sondeos magnetoteléuticos en el rango de los 4 Hz y 4096 s, a lo largo de 225 km sobre un transecto entre el Puerto de Acapulco en el Pacífico y la ciudad de Cuernavaca. La evaluación de la anisotropía del subsuelo con base en el análisis conjugado de la asimetría, heterogeneidad lateral y la asimetría de la heterogeneidad revela un comportamiento bidimensional predominante en la sección. El ángulo de rumbo regional se determina con el análisis integrado de los valores de rotación óptima generados por los métodos de Bahr y Swift, obteniendo un azimut de 18° que se asocia con la dirección de convergencia en la zona.

Las curvas de resistividad aparente y fase para los modos Transverso Eléctrico y Transverso Magnético fueron agrupadas por comportamiento similar. Esta clasificación está muy acorde con la división que de terrenos tectono-estratigráficos se tiene para el área, apoyando con este criterio físico su delimitación. Los vectores de inducción reflejan mayores heterogeneidades en las altas frecuencias, y un comportamiento influido por la estructura regional en las medias y bajas frecuencias. La presencia de heterogeneidades superficiales afecta los sondeos ocasionando distorsión estática. El análisis de los valores asimétricos obtenidos por los métodos de Bahr y Swift permitió la selección de los sondeos y la frecuencia en donde se calculó el parámetro estadístico de desplazamiento para realizar la corrección estática.

Los modelos de inversión 1D por Occam y 2D por Relajación Rápida ofrecen resultados muy congruentes. La presencia de una capa conductora en la parte inferior de la corteza continental se relaciona con la interfase de las placas de Cocos y Norte América permitiendo definir su geometría. Se determinó que la placa de Cocos se encuentra a una profundidad de 23 km a nivel de la costa, inclinada 19° en dirección N18°E, pasando a ser subhorizontal a partir de 100 km al interior del continente, disminuyendo su inclinación a menos de 5° y alcanzando una profundidad de 70 km a 220 km de la costa del océano Pacífico.

1. INTRODUCCION

1.1. ANTECEDENTES

La cobertura terrestre o litosfera se encuentra rota en fragmentos de gran tamaño conocidos como placas tectónicas. Estas placas han migrado centenares de kilómetros en el transcurso del tiempo geológico y es a lo largo de sus bordes que la mayor actividad tectónica de la Tierra toma lugar. Tres son las formas fundamentales de como una placa se mueve relativamente respecto a otra: a través de a) límites divergentes o dorsales, representado por las zonas donde se produce corteza nueva, b) límites convergentes o zonas de subducción, donde la corteza vieja es reciclada o acrecionada a las márgenes continentales, y c) los límites transcurrentes donde los movimientos son paralelos. (Tjeerd, 1992).

Uno de los tipos de límites convergentes es el que involucra una placa oceánica con una continental. En éste, la primera se desliza por debajo de la otra por efectos de diferencia de densidades y espesores. Este es el caso de la margen oriental del Océano Pacífico, la cual representa una zona de convergencia en donde la litosfera oceánica se subduce bajo la litosfera continental, ambas divididas en varias placas de menor tamaño. Casi la totalidad del territorio Mexicano se ubica sobre la placa continental de Norte América que en su extremo sur-oeste se encuentra subducida por las placas de Rivera y Cocos.

En algunas zonas de subducción los sedimentos oceánicos son acrecionados al continente, en otras, la cantidad de sedimentos es poca y la acreción no ocurre, pero en general, alguna parte de los sedimentos y de los fluidos contenidos son subducidos a niveles más profundos (Peacock, 1990). La expulsión de grandes cantidades de fluidos se presenta como resultado de la compactación y litificación de los sedimentos acarreados, y el rango de porosidades en

los sedimentos es disminuido considerablemente como resultado del metamorfismo (Fehn et al., 1983).

La combinación de estos procesos físicos en el momento de la subducción, arrastre de sedimentos de fosa, fracturamiento de la corteza oceánica y la saturación del agua de mar, facilita la formación de una superficie de resistividad baja cerca de la interfase de deslizamiento interplacas.

Estudios realizados en la zona de subducción de Cascadia en la Isla Vancouver, han mostrado la presencia de una capa de resistividades bajas en la parte inferior de la corteza continental, la cual se sugiere es generada por agua libre contenida en los poros producto de la deshidratación de la placa oceánica en su proceso de subducción. Los fluidos migran hacia arriba hasta reducir la temperatura, precipitando minerales que forman una barrera impermeable ocasionando la preservación de los fluidos en los poros. Esta capa también se manifiesta como un reflector sísmico sobre la placa oceánica (Hyndman, 1988; Hyndman y Shearer, 1989). La presencia de esta capa conductora es observada en estudios anteriores en el Sur de México, relacionándose en éste caso con la buzante placa de Cocos en su recorrido bajo la placa de Norte América (Arzate, 1994; Spranger, 1994).

En general, asociados a las zonas subducentes se presentan los arcos volcánicos que representan las características superficiales en la placa sobreyacente de estas zonas de convergencia. Los arcos volcánicos se forman como consecuencia de la fusión parcial de la cuña del manto astenosférico que ocasiona la expulsión de fluidos de la placa subducida, cuando esta última se metamorfiza de gabro a eclogite por el aumento de temperatura y presión (Ferrari, 1998). El Eje Neovolcánico representa esta presencia física que comparado con otros arcos volcánicos similares se convierte en una zona relativamente anómala a raíz de la orientación que presenta respecto a la Trinchera de Acapulco, a su variación estructural y de composición química (Demant, 1978; Morán-Zenteno, 1994), que está relacionado con la geometría de la placa subducente (Pardo y Suárez, 1995).

La tectónica al sur de México está caracterizada por la sismicidad que se asocia a los límites entre las placas de Cocos y de Norte América en la zona de subducción, lo que ha permitido delimitar una zona de Wadati-Benioff con inclinación moderada, pero en general esta geometría no está bien definida debido a la ausencia en la actividad sísmica de eventos de profundidad intermedia (Suárez et al., 1992; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Valdés-González y Meyer, 1996).

Estudios magnetoteléuricos en la margen continental de Oaxaca (Arzate, 1994), han delimitado un estrato conductor inclinado que se asocia con la superficie de deslizamiento entre las Placas de Cocos y Norte América, presentando la imagen eléctrica de la interfase entre las placas, delineando bidimensionalmente la geometría de la subducción y su comportamiento bajo la litosfera continental al sur de México. El conductor sigue una trayectoria subhorizontal desde la costa hasta el Valle de Oaxaca con una inclinación aproximada de 10° y una profundidad de 13 a 50 kilómetros entre los dos extremos.

Varios modelos de la zona de convergencia Cocos – Norte América han sido propuestos por diferentes métodos geofísicos (Ziagos et al., 1985; Suárez et al., 1992; Arzate, 1994; Pardo y Suárez, 1995; Valdés-González y Meyer, 1996), pero la geometría de la interfase bajo el centro sur de la República Mexicana no es de una manera clara definida con estos resultados.

En el análisis de los datos magnetoteléuricos se utilizaron parámetros rotacionalmente invariantes para reducir problemas inherentes al modelado multidimensional y un método bidimensional denominado *Inversión de Relajación Rápida* (Smith y Booker, 1991). La resistividad de la corteza obtenida es interpretada en términos del marco geológico regional y en este contexto brinda información útil referente al modelo tectónico.

El presente trabajo está orientado a la elaboración de un modelo bidimensional de la subducción a lo largo del perfil que va desde el Puerto de Acapulco, en el Océano Pacífico,

a la ciudad de Cuernavaca, estado de Morelos. La utilización del método magnetotelúrico y las técnicas de procesado e interpretación son el soporte fundamental de esta investigación. La aplicación practica que se presenta en este trabajo para el método magnetotelúrico hace parte de un conjunto de investigaciones pioneras en la región (además de Arzate, 1994; Spranger, 1994) que fortalecen conocimientos específicos relacionados con la geometría de la zona de subducción.

En el capítulo siguiente se presenta el marco tectono-geológico, mostrando un contexto resumido de la geología del área con base en la división de terrenos y una descripción general de la ubicación de México de acuerdo a la tectónica regional. Posteriormente, se muestran aspectos teóricos del método magnetotelúrico, se explica el desarrollo del procesado de la información, y se extraen primeros resultados a partir de las conceptualizaciones teóricas. Los procesos de inversión de datos se explican en el capítulo cuarto, en donde se presentan los modelos obtenidos y se valora la confiabilidad de los mismos. Más adelante, se discuten las interpretaciones realizadas de los modelos y se compara con resultados de estudios geofísicos elaborados por otros autores. Finalmente, en el último capítulo, se presentan las conclusiones y recomendaciones que se han generado de este estudio.

1.2. OBJETIVOS

Determinar la presencia del conductor que se asume existe en la parte inferior de la corteza continental y establecer su relación con la interfase de la placa de Cocos en el proceso de subducción bajo la placa de Norte América.

Definir la geometría de esta capa conductora que se forma en la superficie de deslizamiento interplacas a partir del modelado bidimensional de los datos magnetotelúricos de período largo, interpretando la imagen eléctrica respecto al marco tectónico para el área.

Delimitar la corteza continental de acuerdo a las provincias con diferente comportamiento eléctrico, y establecer con base a la respuesta del tensor de impedancia su relación con la división de terrenos geológicos que se ha dado para esta zona.

1.3. ESTUDIOS ANTERIORES

Los fundamentos del método magnetotelúrico fueron establecidos por Tikhonov (1950) y Gagniard (1953) independientemente, bajo el concepto de un medio estratificado con incidencia normal de la onda plana electromagnética, mostrando que a diferentes frecuencias se encuentran respuestas de resistividades que pueden asociarse a diferentes profundidades.

Los estudios geoelectricos profundos empiezan a desarrollarse a partir de los años 70's. Estas investigaciones estaban dirigidas a conocer el comportamiento eléctrico de la corteza inferior y del manto, revelando la existencia de bajas resistividades (Cantwell y Maden, 1965; Hyndman y Hyndman, 1968; Schmucker, 1970; Word et al., 1971; Alabi et al., 1975; Rooney y Hutton, 1977; Jiracek et al., 1979).

Las investigaciones desarrolladas en zonas convergentes han sugerido la presencia de un estrato inclinado con contenido de fluidos en la cima de la capa subducente, el cual se reconoce por incremento de conductividad y la disminución de velocidad en ondas sísmicas (Hyndman, 1988; Marquis y Hyndman, 1992).

En América la mayor parte de los estudios geoelectricos profundos relacionados con la corteza inferior se han desarrollado en Cánada y EEUU. Estos estudios han confirmado la presencia de un conductor asociado a la placa subducente, facilitándose con ello la definición de la geometría, y la presencia de bajas resistividades en los límites inferiores de

la corteza continental (p.e., EMSLAB, 1988; Hyndman y Shearer, 1989, Hermance y Pedersen, 1980; Jiracek et al., 1983; Waff et al., 1988; Stanley et al., 1990).

En el centro sur de México se han venido recolectando, desde el año de 1994, datos magnetotéluricos con la intención de estudiar el comportamiento de la corteza oceánica bajo la continental. Arzate (1994) y Arzate et al. (1993, 1995) han realizado un estudio de la corteza inferior del sur de México, confirmando la presencia del conductor y determinando la geometría de la estructura de subducción en este sector.

La morfología de la zona de Wadati - Benioff que se asocia directamente con la geometría de la placa en subducción ha sido establecida por sismología para el centro sur de México (Burbach et al, 1984; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995), mostrando que la placa de Cocos se subduce subhorizontalmente entre los 110 y 225 kilómetros de la fosa, alcanzando una profundidad de alrededor de 50 kilómetros a los 225 kilómetros de distancia, aunque en términos generales no está bien definida por la falta de terremotos medianos a grandes, e intermedios a profundos en la región continental.

El flujo de calor regional sobre muchas márgenes convergentes está caracterizado por valores bajos entre la fosa y el frente volcánico, incrementando los rangos al comienzo del arco volcánico. En México se ha definido una zona de bajo flujo de calor ubicada entre la línea de la costa y el Eje Neovolcánico, donde el flujo incrementa a valores mayores de 80 mW m^{-2} y se relaciona con la subducción de la corteza oceánica bajo el continente (Ziagos et al., 1985). Estudios geotérmicos están acordes con la presencia de una corteza subducente bajo el continente al sur-oeste de Norte América, y las manifestaciones térmicas coinciden en confirmar la presencia de una capa oceánica con comportamiento subhorizontal en su recorrido bajo la placa de Norte América (Ziagos op cit.; Urrutia-Fucugauchi, 1986).

Modelos corticales basados en datos gravimétricos han permitido inferir el espesor de la

corteza continental para el centro-occidente de México (Wollard y Monges-Caldera (1956) en Urrutia-Fucugauchi, 1986; Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Arzate et al., 1993; Campos-Enriquez et al., 1995; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996), afirmando que el espesor cortical se incrementa de la margen continental del océano Pacífico al interior, con los mayores valores bajo el Eje Neovolcánico y la Sierra Madre Occidental.

Estudios geofísicos que involucran gravimetría, sismicidad, geotermia y magnetotelúrica se han empleado para conocer el comportamiento de la corteza oceánica en el proceso de subducción bajo la corteza continental al sur oeste de la placa de Norte América, sin embargo el número de investigaciones es menor y no existe en forma totalmente clara una evaluación de las características de la interfase Cocos - Norte América en el centro de México.

2. LOCALIZACION Y MARCO TECTONICO

2.1. LOCALIZACION DE LOS SONDEOS MAGNETOTELURICOS

El método magnetotelúrico permite determinar la distribución de las conductividades eléctricas del subsuelo a partir de las medidas de los campos eléctricos y magnéticos naturales sobre la superficie. Aprovechando características físicas de las rocas como la porosidad y el contenido de fluidos salinos, con los cuales se tiene una dependencia directa, se puede obtener una imagen del subsuelo. El alcance en profundidad es una consecuencia natural de la penetración de la energía electromagnética a bajas frecuencias y su capacidad resolutive facilita la obtención de resultados de alta calidad en zonas muy profundas. Las mediciones de los campos es absoluta y su interpretación proporciona resistividades y profundidades aproximadamente reales. La simplicidad de la logística de campo y los recientes avances en los métodos de interpretación, además de la resolución, son las mayores ventajas del método magnetotelúrico ante otros métodos geofísicos para el estudio de la corteza y manto superior.

Como parte de un proyecto conjunto entre la UNAM (México) y la Universidad de Muenster (Alemania), se realizaron 23 sondeos magnetotelúricos ubicados entre el puerto de Acapulco en el océano Pacífico, estado de Guerrero y la ciudad de Cuernavaca, estado de Morelos, en el rango de los 4 Hz a los 4096 s, con el objetivo principal de modelar la interfase entre la placa de Cocos y la de Norte América (Figura 1).

El transecto magnetotelúrico así definido es de aproximadamente 225 kilómetros de longitud, comenzando en la margen costera del Pacífico en las coordenadas N 16° 48' 33", W 99° 47' 54" y finalizando al sur de la ciudad de Cuernavaca en las coordenadas N 18° 45'

50", W 99° 14' 39".

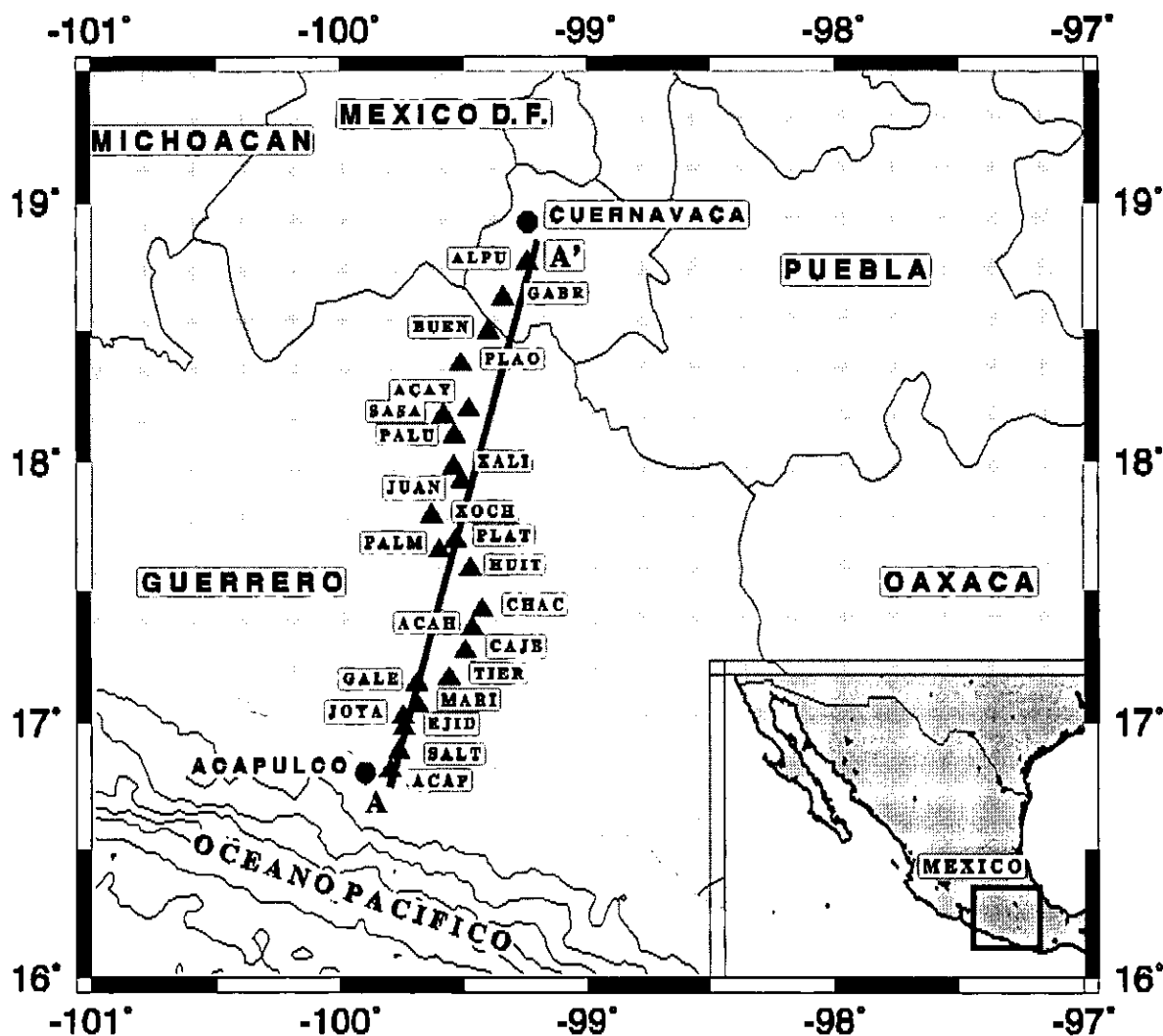


Figura 1. Mapa de localización de los sondeos magnetotelúricos. Los triángulos representan las estaciones, cada una acompañada respectivamente de su nombre. La línea A-A' representa el perfil magnetotelúrico. En total son 23 sondeos magnetotelúricos, ubicados entre el puerto de Acapulco en el océano Pacífico y la ciudad de Cuernavaca, estado de Morelos, México.

Se trató que la distancia entre sondeos conservara en general un espaciado máximo de 10 kilómetros para los primeros 100 kilómetros del perfil, cercanos a la costa, y 15 kilómetros en adelante, lo que ofrece un número de estaciones adecuado para un estudio

regional de estas características y una separación entre éstas acorde para establecer la continuidad de la estructura estudiada.

Los equipos utilizados (2) para la adquisición de los datos en campo corresponden al modelo EMF – 863, manufacturado por Metronix. El trabajo de campo para la adquisición de los datos en las 23 estaciones magnetotelúricas requirió de un período de 6 semanas. El tiempo promedio de toma de datos por sondeo fué de 36 horas de medición continua. Se utilizó un arreglo ortogonal simétrico con longitudes de 50 m entre los dipolos eléctricos, orientados 0° y 90° de azimut respecto al norte geográfico.

2.2. TECTONICA REGIONAL

La región centro-sur de México es la suma de un complicado marco tectónico que ha sido interpretado dentro de la teoría de la tectónica de placas como un mosaico de grandes bloques litosféricos como son: las placas del Pacífico, Cocos, Norte América y del Caribe, conjugado con la existencia de una más pequeña localizada entre las placas de Cocos, Norte América y del Pacífico, denominada la placa Rivera (Figura 2).

La mayor parte de la República Mexicana se encuentra ubicada en la margen sur occidental de la placa Norteamericana con excepción de la Península de Baja California la cual está adherida a la placa del Pacífico.

La placa Norteamericana se encuentra limitada al sur por la placa del Caribe en contacto marcado por un sistemas de fallas rumbo deslizantes sinestrales, al noroeste en contacto con la placa del Pacífico por un sistema de fallas transformantes, y al sur-oeste con las placas en subducción Cocos y Rivera cuyo contanto en superficie lo define la trinchera Meso-Americana (Sedlock et al., 1993).

El límite entre las placas del Caribe y Norteamericana lo representa la Depresión Cayman al este de Centro América en la Cuenca Caribeña y la zona de fallas sinestrales representada por las fallas Montagua, Polochic y Jocotán-Chamalecón en el continente (Schwartz et al., 1979; Sykes et al., 1982). El movimiento relativo de la placa del Caribe respecto a la placa Norteamericana al oeste de la Depresión Cayman ha sido estimado en 12 +/- 3 mm/año en sentido S75-80E (DeMets et al., 1990).

El límite de la placa de Rivera y Norteamericana al sur es la fosa de Acapulco hasta una latitud aproximada de 20° N, y al norte, la zona de fractura de Tamayo y el escarpe Tres Marias (Sedlock et al., 1993). La placa de Rivera se mueve ortogonal a su límite con la Norteamericana con velocidades que incrementan del Norte al Sur desde 6 mm/año en la falla transformante de Tamayo a 20-30 mm/año en la fosa de Acapulco (DeMets et al., 1990).

La trinchera Meso-Americana representan la zona donde la placa de Cocos se subduce bajo la placa Norteamericana. El movimiento de la placa de Cocos relativo a la placa de Norte América es en sentido N-NE a velocidades de 55 mm/año cerca a Colima, 60 mm/año cerca a Acapulco y 75 mm/año en límites con Guatemala (DeMets et al., 1990). Los registros de terremotos mayores al sur de México se asocian con la subducción de la placa de Cocos (Anderson et al., 1986; Gonzalez-Ruiz y McNally, 1988). El ángulo de subducción se asocia con la inclinación de la zona Wadati-Benioff definida como el área sismogénica, que para el sur de México al este del meridiano 96° W está valorada entre 10° y 20°, y muestra continuidad hasta una profundidad máxima de 100 Kms (Valdés et al., 1986; Nava et al., 1988; Arzate et al., 1995). La posición del Eje Neovolcánico ha permitido inferir que la placa de Cocos se fragmenta al subducirse bajo México (Nixon, 1982) cerca al meridiano 99° W donde la zona de fractura O'Gorman intersecta la Trinchera Meso-Americana (Singh y Mortera, 1991).

Este ambiente tectónico regional a grandes razgos describe la relación entre las diferentes

placas que interaccionan entre sí a estas latitudes y permite dar una idea de su influencia en esta región. El presente trabajo representa un esfuerzo para estudiar la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norte América al centro de México, en particular, la distribución geométrica en el proceso de subducción de la primera y las implicaciones en sus manifestaciones tectónicas, especialmente en la formación de zonas asociadas como lo es el Eje Neovolcánico.

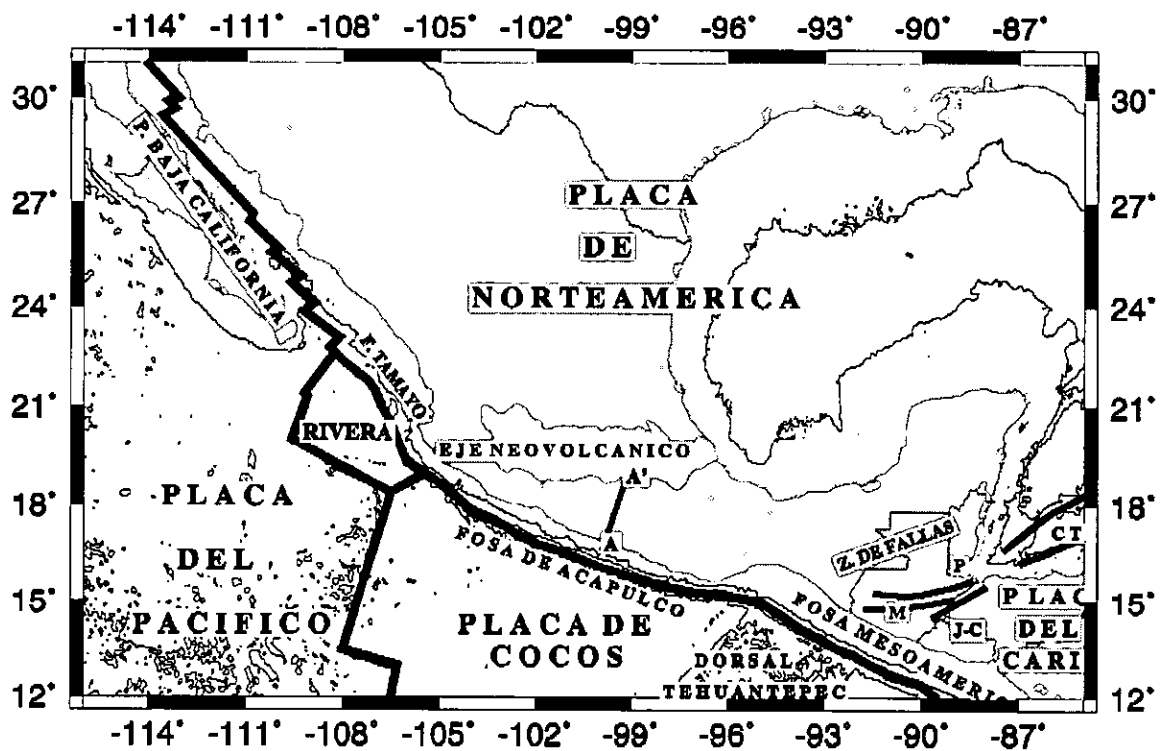


Figura 2. Marco tectónico regional donde se muestra el transecto magnetotélúrico A-A'. (P, Falla Polochic. M, Falla Montagua. J-C, Falla Jocotán-Chamelecón. C-T, Depresión Caimán). (Adaptado de Sedlock et al., 1993; Burbach et al., 1984).

2.3. TERRENOS GEOLOGICOS

La división en terrenos de los complicados marcos geológicos estructurales ha facilitado el entendimiento de la evolución tectónica de la República Mexicana, permitiendo dar

explicación a las discontinuidades estratigráficas que no pueden adaptarse a los modelos convencionales de cambios faciales e inconformidades. Los terrenos están caracterizados por secuencias de rocas diferentes física y temporalmente que impiden relacionarse entre unas y otras (Coney et al., 1980). La complicada estructura del centro-sur de la República Mexicana ha sido interpretada en términos de un mosaico de terrenos tectonoestratigráficos que fueron acrecionados durante diferentes episodios dentro de la evolución tectónica de esta zona (Campa y Coney, 1983; Sedlock et al., 1993; Morán Zenteno, 1994). La Figura 3 muestra la distribución de terrenos para el centro sur de México.

Las diferentes estaciones del transecto magnetotelúrico fueron levantadas principalmente en tres terrenos: Xolapa, Guerrero y Mixteco, a los cuales se les dá mayor énfasis en la siguiente descripción. Se menciona también el Eje Neovolcánico por su directa relación con la zona convergente en el Pacífico Mexicano.

El basamento más antiguo de los terrenos del centro-sur de México lo conforma el Complejo Metamórfico de Oaxaca de edad Precámbrica, ubicado en el terreno del mismo nombre y que ha sido isotópicamente datado como "Greenvilliano" en edad (Fries et al., 1962). Sin embargo la fauna del Paleozoico Inferior muestra más afinidad con Sur América que con Norte América (Robinson y Pantoja-Alor, 1968).

El Complejo Acatlán del Paleozoico Inferior representa el basamento del terreno Mixteco (III en Figura 3) ubicado al oeste del terreno Oaxaca. Se tienen referencias del tiempo de acreción para el Devónico (Ortega-Gutiérrez, 1981), Jurásico Tardío o Cretácico Temprano (Ramírez, 1984), aunque los datos paleomagnéticos para estas unidades en el Pérmico indican direcciones similares de magnetismo primario (Urrutia-Fucugauchi y Morán-Zenteno, 1984). Las rocas metamórficas están sobreyacidas por sedimentos terrígenos Pensilvanianos y por rocas marinas del Jurásico Inferior al Medio. Estas rocas a su vez se encuentran subyaciendo lutitas y calizas del Neocomiano, calizas del Aptiano-Cenomaniano y secuencias "Flysh" del Cretácico Superior (Morán -Zenteno, 1994).

El terreno Xolapa (VI en Figura 3) está constituido principalmente de secuencias metamórficas de la corteza media y plutones post-tectónicos deformados, en una asociación heterogénea de rocas compuestas por paragneises y migmatitas, esquistos y anfibolitas, ortogneises y granitos deformados del Cretácico Temprano y granitos Terciarios no deformados. Edades modelo sugieren que el terreno Xolapa evolucionó en la margen del terreno Mixteco como un arco volcánico (Ortega-Gutiérrez, 1981; Morán-Zenteno, 1994). El borde sur-oeste del terreno Xolapa está caracterizado por la presencia de una trinchera activa relacionada a la subducción de la placa de Cocos en el sur de México.

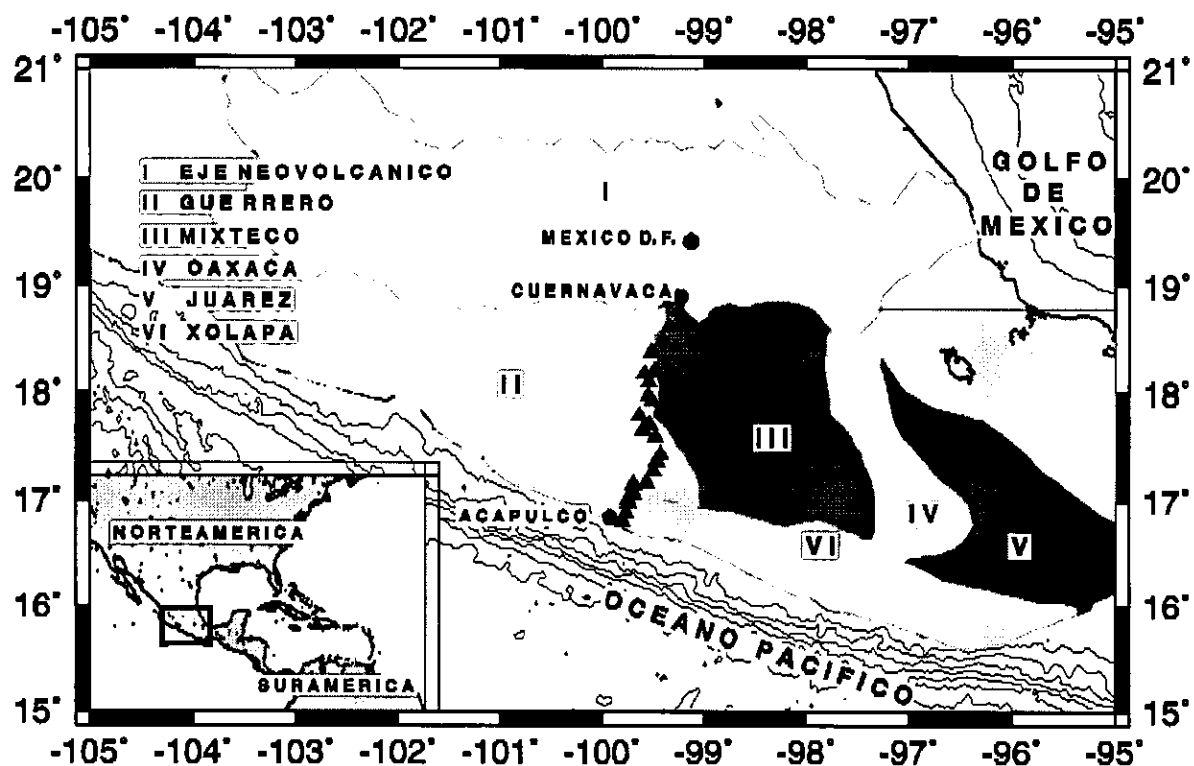


Figura 3. Terrenos tectono-estratigráficos del centro-sur de la República Mexicana (adaptado de Campa y Coney, 1983). Los triángulos representan los diferentes sondeos magnetotelúricos.

El terreno Guerrero (II en Figura 3), que se ubica al sur del Eje Neovolcánico, consiste de rocas magmáticas y sedimentarias metamorfoseadas de edad Jurásica a Cretácica. Estas rocas están intruidas por numerosos plutones del Cretácico Medio y Terciario, y sobreyacidas inconformemente por rocas volcánicas del Terciario. Campa y Coney (1983) dividen este terreno en tres secuencias independientes por las diferencias estratigráficas, metamórficas y de deformación: el subterreno Teloloapan – Ixtapan al este, el subterreno Zihuatanejo al oeste, y el subterreno Huetano en medio. Los sondeos efectuados sobre este terreno se concentraron en su margen oriental correspondiente al subterreno Teloloapan-Ixtapan, el cual corresponde a una secuencia de sedimentos volcanoclásticos interestratificado con andesitas, calizas y areniscas acrecionado al terreno Mixteco en el Cretácico Tardío (Centeno-García, 1994).

El Eje Neovolcánico consiste de rocas volcánicas andesíticas y dacíticas producto de la actividad volcánica desde el Mioceno Tardío, que se extiende a través de México paralelo a la latitud 20°. La estratigrafía de la región está representada por una secuencia volcánica del Oligoceno al reciente, en la que predominan las rocas de composición intermedia (Morán-Zenteno, 1994). Las rocas volcánicas son producto de la subducción de la litosfera oceánica de las placas de Cocos y Rivera (Nixon, 1982; Nixon et al., 1987).

Los sondeos magnetotelúricos fueron distribuidos de la siguiente forma en tres terrenos geológicos: ocho en el terreno Xolapa, doce en el terreno Guerrerero y tres en el terreno Mixteco. Las estaciones ACAP - SALT - EJD - JOYA - MARI - GALE - TIER - CAJE se ubican en el terreno Xolapa, ACAH - CHAC - HUIT - PALM - PLAT - XOCH - JUAN - XALI - PALU - SASA - ACAY y PLAO en el terreno Guerrero y BUEN - GABR - ALPU en el terreno Mixteco. La información de los sondeos próxima a los contactos entre terrenos ha permitido confirmar la presencia de discontinuidades a profundidad de corteza. La evaluación de los datos provenientes de los sondeos en cercanías de los límites de las provincias geológicas es evaluada con sumo cuidado para evitar anomalías que pudiesen

distorsionar los resultados obtenidos en la integración de la información de todos los sondeos.

3. EL METODO MAGNETOTELURICO

3.1. PRINCIPIOS DEL METODO

El principio básico del método magnetotelúrico es utilizar los campos eléctrico y magnético terrestres naturales, para inferir la resistividad eléctrica del subsuelo (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953) asumiendo que las ondas electromagnéticas inciden normalmente sobre un subsuelo terrestre estratificado donde la conductividad depende de la profundidad.

La relación de impedancia que existe entre los campos eléctrico y magnético naturales depende de la conductividad eléctrica del interior de la Tierra. Su medida a diferentes frecuencias permite encontrar la distribución de conductividades respecto a la profundidad a partir de mediciones realizadas en un punto de la superficie terrestre.

La profundidad de penetración de los campos dentro de la Tierra esta relacionada de forma inversa con la conductividad del subsuelo. En un medio uniforme, los campos eléctrico y magnético se debilitan exponencialmente con la profundidad. De esta manera, entre mayor sea la resistividad del subsuelo y menor la frecuencia mayor es la penetración. Para un medio homogéneo la *profundidad peculiar* o "Skin depth" es el parámetro que permite conocer la penetración de la energía electromagnética a profundidad para diferentes frecuencias (Vozoff, 1972). Este parámetro está dado por:

$$\delta = (2f / \mu\omega)^{1/2} \cong 0.5(\rho / f)^{1/2} \quad (1)$$

donde f es la frecuencia, $\omega=2\pi f$ es la frecuencia angular y μ es la permeabilidad magnética, aproximadamente igual a μ_0 , la permeabilidad del espacio vacío, excepto en materiales

altamente magnéticos, y ρ la resistividad del subsuelo.

La relación entre los campos E y H en las direcciones x, y perpendiculares entre sí en un conductor isotrópico uniforme esta dada por

$$E_x^0 = (\omega\mu/k) H_y^0 \quad (2)$$

en donde $k = (1-i)\alpha$ es la constante (compleja) de propagación y $\alpha = 1/\delta$; el superíndice indica valores medidos en la superficie.

En la superficie, las componentes horizontales de los campos eléctrico E_x, E_y y magnético H_x, H_y acompañadas de la componente vertical del campo magnético H_z , son registradas en forma de series de tiempo individuales y transformadas al dominio de la frecuencia usando la transformación de Fourier. A partir de estos datos se calculan los espectros cruzados de los cuales se obtiene el tensor de impedancia (\mathbf{Z}), que representa la función de respuesta del “sistema Tierra”.

El elemento de la impedancia Z_{ij} ($i, j = x$ o y) puede considerarse como el coeficiente de la relación lineal entre la componente eléctrica E_i y la componente ortogonal magnética H_j en la superficie de un semiespacio uniforme (Cagniard, 1953), es decir:

$$E_x = Z_{xy} H_y, \quad E_y = -Z_{yx} H_x \quad (3)$$

La resistividad aparente (ρ_a) y la fase (φ) entre los campos están relacionadas con la impedancia (Z_{ij}) y el período ($T = 1/f$), a través de las expresiones definidas como:

$$\rho_a = (\mu_o / f) |Z_{ij}|^2 = 0.2 T |Z_{ij}|^2$$

$$\varphi = \tan^{-1} [\text{Im } Z_{ij} / \text{Re } Z_{ij}] \quad (4)$$

Si el semiespacio no es uniforme, cada componente eléctrica depende de ambas componentes horizontales magnéticas, convirtiéndose en una relación tensorial de la forma

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \\ H_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \\ A & B \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (5)$$

donde E y H representan los campos eléctrico y magnético en la superficie y son función de la frecuencia (f); los subíndices x , y y z corresponden a las componentes norte, este y vertical, respectivamente.

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

representa el tensor de impedancia magnetotelúrica (o función de respuesta) y (A,B) las funciones de transferencia magnéticas .

Para estructuras de comportamiento bidimensional, las ecuaciones de Maxwell separan la impedancia en dos modos de polarización independientes. Las impedancias principales (Z_{xy} , Z_{yx}) representan estos modos de polarización, los cuales se denominan Transverso Eléctrico (TE) si las corrientes eléctricas son paralelas al rumbo de la estructura y Transverso Magnético (TM) si el flujo magnético es paralelo al rumbo. Las resistividades aparentes (ρ_{ij}) y las fases de impedancia (ϕ_{ij}) se obtienen de las siguientes expresiones (Vozoff, 1972)

$$\rho_{ij}(\omega) = (1/\omega\mu) |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (6)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} (\text{Im}Z_{ij}(\omega)/\text{Re}Z_{ij}(\omega)) \quad (7)$$

con $i, j = x$ o y .

El modo TE se conoce también como polarización-E o E-paralelo, y al modo TM se le llama de forma alternativa polarización-B o E-perpendicular. Para definir los modos de polarización para un problema bidimensional específico, es necesario definir la dirección de la estructura a partir de alguno de los métodos conocidos (Swift o Bahr) que se discuten más adelante.

3.2. PROCESAMIENTO DE DATOS

El propósito del análisis de los datos de campo (que contienen ruido) es extraer valores de impedancia que resultan más convenientes para la interpretación. El análisis inicial de los datos consiste de una edición manual de los registros de las cinco componentes de los campos eléctrico (E_x , E_y) y magnético (H_x , H_y , H_z) en series de tiempo para seleccionar aquellos que mejor se correlacionen.

La edición manual involucra el examen de las series de tiempo para valorar la calidad del registro, la cantidad de ruido y los intervalos durante los cuales problemas instrumentales pudieron haber producido datos erróneos o ausencia de los mismos. Un ejemplo de los registros magnetotelégrafos de las cinco componentes de los campos eléctrico (E_x , E_y) y magnético (H_x , H_y , H_z) obtenidos en series de tiempo discretas por el Metronix EMF-863 y editadas manualmente para la banda de frecuencias bajas se muestra en la Figura 4.

La transformación de Fourier de cada uno de los registros de las cinco componentes de campo es el segundo paso en el análisis, con el fin de llevar la información al dominio frecuencial. La información de las “funciones respuesta” (impedancias) se derivan a partir de esta valoración final para cada una de las 29 frecuencias calculadas.

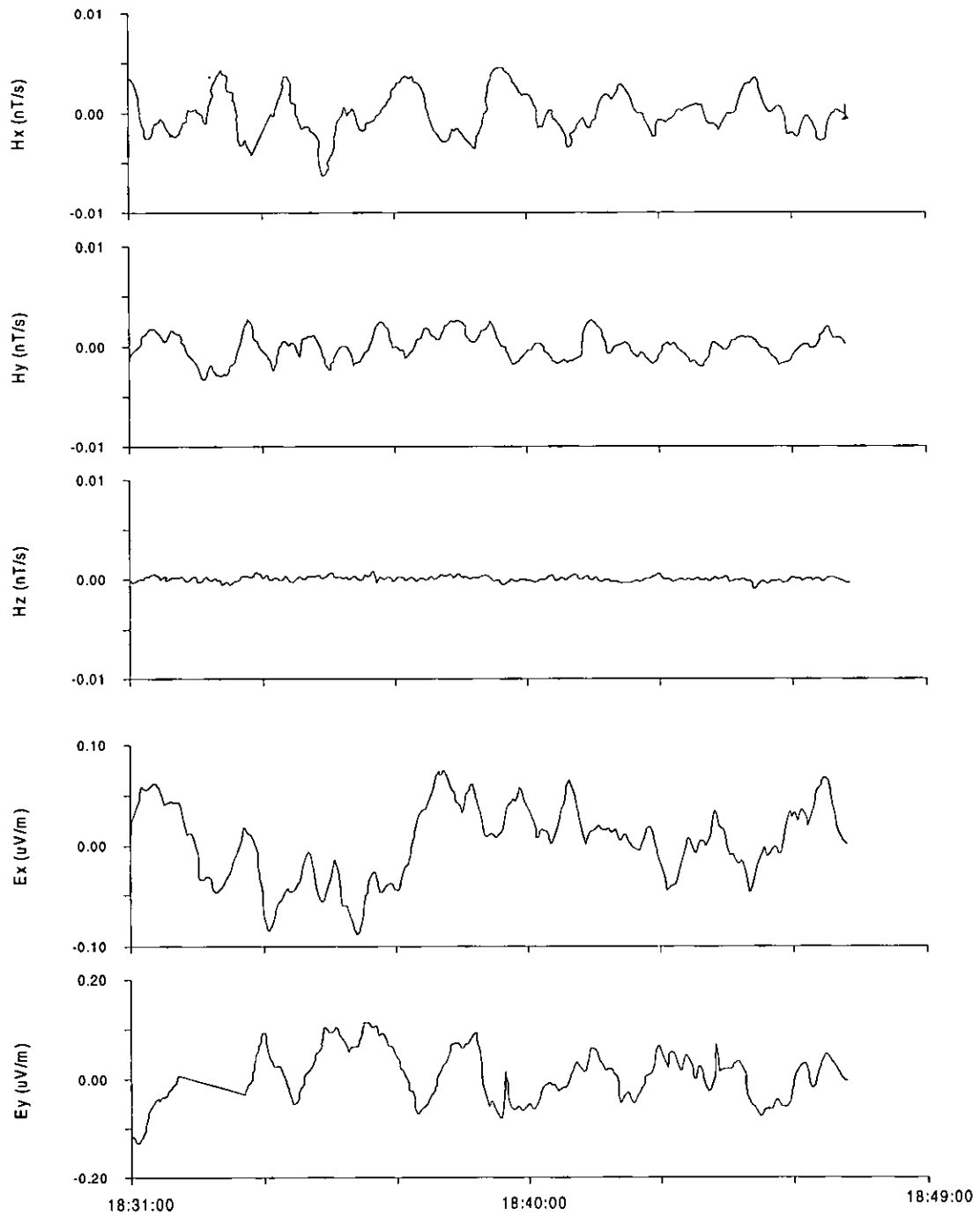


Figura 4. Registro magnetotélúrico de las componentes del campo magnético (Hx, Hy y Hz) y del campo eléctrico (Ex, Ey) naturales terrestres. Corresponden a la banda de bajas frecuencias muestreada por el Metronix EMF-863.

El operador de Fourier utilizado para transformar los datos de secuencias de tiempo discretas al dominio continuo, está dado por la expresión:

$$G(f) = \sum_{n=-\infty}^{\infty} g(t_n) e^{-j2\pi f t_n} \quad (8)$$

donde $g(t_n)$ son los datos de la serie de tiempo y $G(f)$ los datos que se obtienen en el dominio de la frecuencia.

Las impedancias (Z_{ij}) son calculadas como promedios sobre bandas de frecuencia que incluyen varios puntos de la transformación, cada ecuación se escribe como (Madden y Nelson (1964) en Vosoff, 1972):

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \quad (9)$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \quad (10)$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \quad (11)$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \quad (12)$$

donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y . En este sistema de ecuaciones complejas las componentes Z_{ij} representan las incognitas mientras que las componentes de los campos $E_{i,j}$ y $H_{i,j}$ son los parámetros transformados que fueron medidos desde la superficie.

Una vez calculadas las impedancias (Z_{ij}) se pueden encontrar los valores de E_x y E_y utilizando la ecuación (3). Los valores predichos a partir de H_x y H_y son entonces ampliamente dependientes del campo magnético. Por esta razón, la *coherencia bivariada*

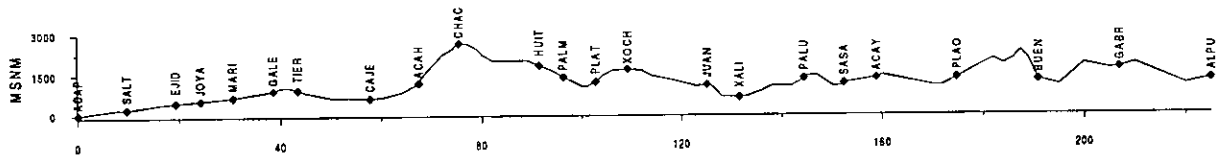
entre las componentes eléctricas predichas y las observadas ha resultado ser la medida más sensitiva de ruido. La coherencia es 1, si E_x y E_y pueden ser recuperadas completamente por medio de las componentes H_x y H_y , si la coherencia es menor que 1, la parte remanente corresponde a la presencia de ruido (Swift (1967) en Vozoff, 1972; Rokityansky, 1982). La expresión para evaluar la coherencia, y por lo tanto, la calidad de la señal, está dada por la ecuación:

$$\text{Coh}(E_i E_{ip}) = E_i E_{ip}^* / [|E_i|^2 |E_{ip}|^2]^{1/2} \quad (13)$$

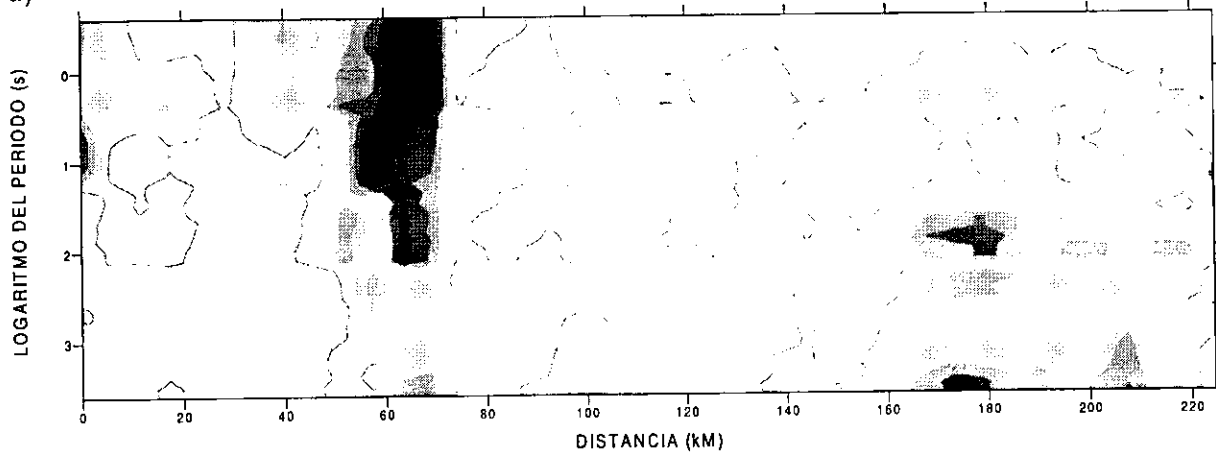
donde E_i son los valores observados y E_{ip} los valores predichos.

En la Figura 5 se muestran los valores de las coherencias E_x y E_y obtenidas una vez seleccionadas las series de tiempo. El eje horizontal de esta Figura (a y b) corresponde a la posición de la estación magnetotelúrica con respecto a la línea de costa y el eje vertical representa el período (logaritmo en base 10) de muestreo.

La comparación de la respuesta de las componentes del campo eléctrico con las teóricas permite evaluar la calidad de los datos posterior a la depuración y procesamiento inicial, y por ende es un estimativo importante de la confiabilidad de la información obtenida para este estudio. El ruido en los datos geofísicos generalmente corresponde a factores culturales y a causas naturales. Para evitar la presencia de ruidos culturales, el criterio de ubicación de las estaciones para la realización de los sondeos fué muy cuidadoso, evitando al máximo la presencia de asentamientos humanos e instalaciones de servicio (postes que soportan líneas de conducción eléctrica, acueductos metálicos, poblados), independientemente de que el equipo de adquisición cuenta con un filtro pasa bandas entre los 4 Hz y 4096 s que desecha los datos no deseados fuera de este intervalo de frecuencias programado. El ruido "natural" presente en los datos colectados puede deberse a la presencia de complejidades estructurales en el subsuelo que distorsionan la distribución de los campos. Las zonas ruidosas evidentes en las pseudosecciones para las componentes E_x y E_y de la



a)



b)

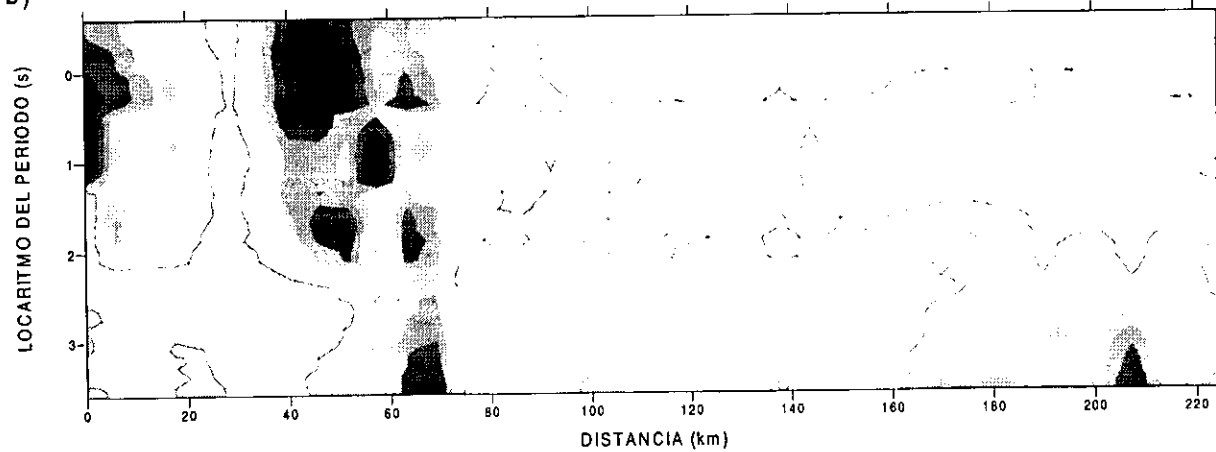


Figura 5. Pseudosecciones de la coherencia bivariada. a) De la componente horizontal x del campo eléctrico. b) De la componente horizontal y del campo eléctrico. (Escala vertical en logaritmo base 10).

coherencia bivariada (Figura 5) se asocian directamente en su mayor parte a distorsiones estructurales presentes en el subsuelo sin descartar la presencia, en un porcentaje menor, a ruido de caracter antrópico.

El análisis del ruido presente en la información y visualizado a través de la coherencia bivariada facilita la localización de zonas con comportamiento diferente al modelo teórico de capas horizontales. La ubicación de estas áreas ruidosas se relacionan directamente con cuerpos locales asociados a inhomogeneidades que distorsionan, en mayor o menor medida, las componentes del campo eléctrico E_x y E_y .

En la Figura 5 se puede observar que la coherencia disminuye en las bandas de frecuencias altas y medias para los sondeos ACAP y SALT producto de la distorsión de corrientes eléctricas asociadas a la costa. Los valores de coherencia mínimos que se observan a lo largo de todo el rango de frecuencias muestreado en las estaciones CAJE y ACAH, puede indicar la presencia de una estructura vertical muy profunda que es continua hasta la superficie o un cambio lateral en las propiedades físicas del terreno. Los valores mínimos de coherencias se observan en ambas componentes E_x y E_y . De la misma manera, hacia el sector de Cuernavaca las estaciones BUEN – GABR - ALPU presentan valores bajos de coherencia para las frecuencias medias y bajas probablemente asociadas a zonas de contacto o a inhomogeneidades en el subsuelo.

El cálculo de la coherencia posterior al procesado inicial, es una herramienta útil para determinar la confiabilidad de los datos muestreados y procesados, que en este caso puede considerarse como buena, excepto para las estaciones correspondientes a la zona costera y aquellas entre 60 – 80 kilómetros de la costa, en donde es clara la presencia de inhomogeneidades.

3.3. DETERMINACION DEL ANGULO DE ROTACION

Una vez que las impedancias Z_{ij} han sido calculadas para el sistema de coordenadas de medición original (x,y) ellas pueden ser rotadas a un sistema (x',y') a un ángulo θ , para el cual los valores de impedancia Z_{xy} y Z_{yx} adquieren un valor máximo y mínimo respectivamente. Este ángulo de rotación del tensor de impedancias corresponde a la orientación preferida del campo eléctrico que determina, con una incertidumbre de $\pi/2$, la dirección del rumbo de la estructura principal. Dependiendo de la escala de inducción, esta estructura puede ser considerada bidimensional o, en el caso más general (θ varía con la frecuencia), tridimensional.

En ausencia de distorsión electromagnética, el tensor de impedancia Z a lo largo del sistema coordinado de ejes principales está dado por

$$Z_{\theta} = RZ_M R^T \quad (14)$$

en donde Z_M es el tensor medido, T se refiere a la transpuesta de R y R es el operador de rotación dado por :

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (15)$$

Cuando existen pequeñas inhomogeneidades superficiales se pueden despreciar los campos secundarios inducidos por éstas y aproximar el modelo en términos de la distorsión electrostática que producen cuando la tierra es excitada por un campo eléctrico primario homogéneo. En este caso, el tensor Z se puede expresar como (Groom, 1988)

$$Z = RCZ_M R^T \quad (16)$$

donde

$$R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \operatorname{sen} \theta \\ -\operatorname{sen} \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (17)$$

los elementos de este operador de distorsión galvánica son reales positivos. En el sistema coordinado de los ejes principales el tensor de impedancia tiene la forma

$$Z_{2D} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (18)$$

para un subsuelo 2D, y el operador de distorsión se reduce a la forma

$$C = \begin{pmatrix} S_1 & 0 \\ 0 & S_2 \end{pmatrix} \quad (19)$$

en donde S_1 , S_2 son factores de escala que representan el corrimiento estático y que se estiman de forma independiente. El problema de distorsión estática se discute más adelante (apartado 3.4.)

En el caso unidimensional con inhomogeneidades superficiales $Z_{xy} = Z_{yx}$ y $S_1 \neq S_2$, por lo que el tensor se simplifica a

$$Z_{1D} = CZ_M = \begin{pmatrix} S_1 & 0 \\ 0 & S_2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & a \\ -a & 0 \end{pmatrix} \quad (20)$$

En este caso la rotación al eje principal no tiene sentido físico; realizar esta operación constituiría una sobreinterpretación que puede llevar a resultados erróneos.

Se han propuesto varios métodos para la determinación del ángulo θ entre el sistema coordinado de medición y la dirección de la estructura regional. Uno de ellos consiste en rotar Z_{ij} a intervalos (p.e., 5 grados) y graficar ρ_{ij} y ϕ_{ij} para todo el intervalo de frecuencias. Cuando ρ_{xx} y ρ_{yy} son cercanos a cero y las diferencias de las fases $\phi_{xx} - \phi_{yx}$ y $\phi_{xy} - \phi_{yy}$ son también aproximadamente cero, entonces el ángulo utilizado es el que maximiza $Z_{xy} + Z_{yx}$ y minimiza $Z_{xx} + Z_{yy}$.

Otro método utilizado es el propuesto por Swift ((1967) en Vozoff (1972)), puramente bidimensional y en el cual las expresiones para $Z_{xy}(\theta)$ y $Z_{yx}(\theta)$ (ecuación 14) se derivan con respecto a θ para dar un ángulo θ_0 que optimice

$$|Z'_{xy}(\theta_0)|^2 + |Z'_{yx}(\theta_0)|^2 \quad (21)$$

para cada frecuencia. La solución está dada por

$$\theta = \text{atan} \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^* (Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right) \quad (22)$$

y también maximiza $|Z_{xy}|$ y minimiza $|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$. Para el caso 1D esta ecuación no tiene solución y para el caso 3D su significado es cuestionable.

Otro método para calcular la dirección de la estructura principal es a partir del modelo regional 2D con anomalías 3D superpuestas de Bahr (1988). Este modelo es conocido como el modelo de superposición y se representa como:

$$Z = \begin{pmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{21} & a_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Zx'y' \\ -Zy'x' & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -a_{12}Zy'x' & a_{11}Zx'y' \\ -a_{22}Zy'x' & a_{21}Zx'y' \end{pmatrix} \quad (23)$$

o sea $Z = AZ_2D$, con A el operador de distorsión galvánica. En un sistema coordinado arbitrario (x,y) el tensor Z está dado por la ecuación (16). En el marco de la estructura regional los elementos del tensor de la misma columna deben tener fases idénticas. De esta condición Bahr (1991) encuentra la expresión para el ángulo de rotación a la estructura regional como

$$\tan (2\theta) = ([S_1, S_2] - [D_1, D_2]) / ([S_1, D_1] + [S_2, D_2]) \quad (24)$$

en donde

$$\begin{aligned} S_1 &= Z_{xx} + Z_{yy} & S_2 &= Z_{xy} + Z_{yx} \\ D_1 &= Z_{xx} - Z_{yy} & D_2 &= Z_{xy} - Z_{yx} \end{aligned} \quad (25)$$

$$\begin{aligned} \text{y } [C1, C2] &= \text{Im} (C2C1^*) \\ &= \text{Re } C1 \text{ Im } C2 - \text{Re } C2 \text{ Im } C1 \end{aligned} \quad (26)$$

La estimación del azimut regional puede estar afectada por cuerpos cercanos a la superficie que ocasionan la distorsión estática, en cuyo caso la mejor aproximación será la de Bahr. Estas distorsiones pueden alterar los cuatro elementos del tensor de impedancia de tal manera que la relación de los componentes fuera de la diagonal con los de la diagonal generalmente se incrementa. Por ello períodos con valores de *asimetría* (ver sección 3.4) mayores a 0.4 indican la presencia de distorsiones locales considerables y los ángulos óptimos de rotación calculados para estos deben excluirse de la determinación del ángulo del rumbo de la estructura regional por el ruido que ocasionan.

Para la determinación del ángulo de la estructura regional del transecto magnetoteléurico Acapulco - Cuernavaca, se utilizaron ambos métodos, Bahr y Swift, para ello se evaluó la tendencia de rangos angulares para todos los períodos y para cada una de las diferentes estaciones. A pesar de que el ángulo obtenido es distorsionado normalmente por estructuras locales que modifican la dirección angular, particularmente para las frecuencias altas, el

patrón de comportamiento asociado a la placa de subducción evidente en las frecuencias medias y bajas predomina por encima de la tendencia de estructuras locales, lo cual permite obtener un ángulo representativo para la estructura regional. La Figura 6a Muestra la frecuencia estadística, en clases de 10 en 10 grados, de los valores encontrados para θ . Este análisis ubica el valor del ángulo de la estructura regional entre los 10° y 20° de azimut.

De la misma manera se realizó una determinación más detallada de θ utilizando el rango de períodos de los 16 s a los 1024s (Figura 6b), rango dentro del cual los valores angulares de Bahr y Swift estarían menos distorsionados por estructuras locales. Esto permite una determinación más confiable del ángulo de la estructura estudiada (interfase Cocos – Norteamérica). El resultado que se obtiene también sugiere un valor que oscila entre los 10 y los 20°.

La determinación grado a grado de la frecuencia estadística para todo el rango de frecuencias muestreado y para la banda de 16 s - 1024 s (Figuras 6c y 6d respectivamente) permite obtener valores angulares donde el azimut alrededor de 18° predomina ligeramente sobre los demás valores de la década angular. Este ángulo, se asocia con el rumbo regional inducido por la estructura principal, correspondiente a la litosfera oceánica en su recorrido bajo la litosfera continental.

3. 4. ANALISIS DE DISTORSION

Ciertas expresiones, útiles para la determinación de la dimensionalidad del medio, que se construyen a partir de las componentes del tensor de impedancias son invariantes pues no dependen de la rotación de los ejes medidos. Esta propiedad es útil para determinar el comportamiento del tensor a diferentes frecuencias independientemente del marco de referencia en el cual se encuentren. Existe un buen número de parámetros invariantes a las rotaciones definidos para este fin (p.e., Bahr, 1991), sin embargo, probablemente entre los

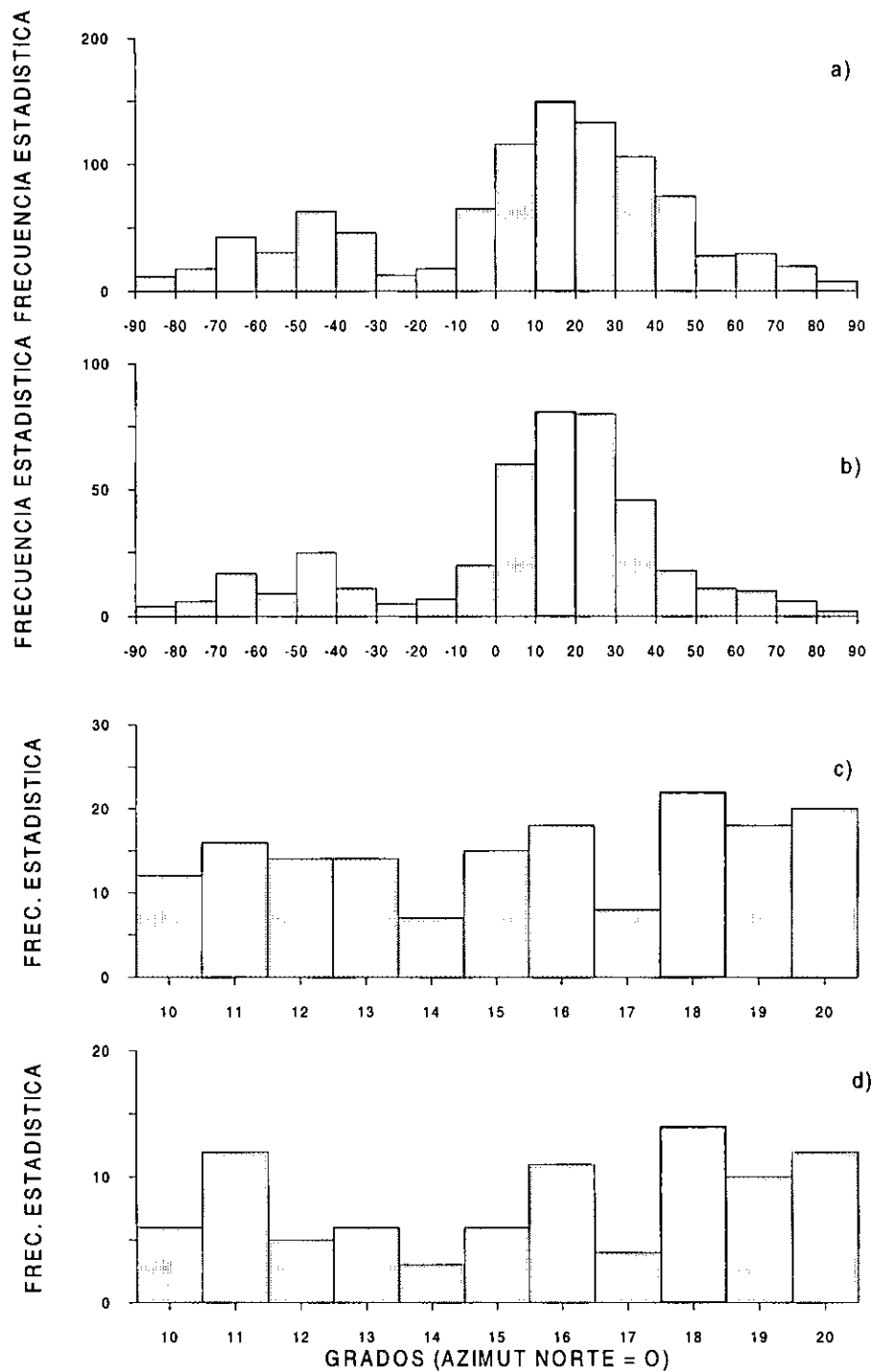


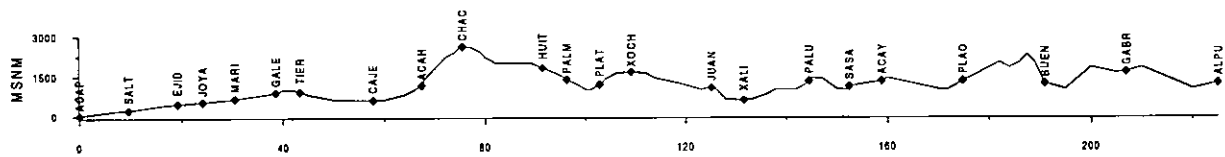
Figura 6. Análisis estadístico para la determinación del ángulo de rotación regional. Determinación para clases de 10 grados en rangos de frecuencias de 4 Hz-4096 s y 16s-1024s (a y b). Determinación grado a grado para la década de 10°-20° en los mismos rangos frecuenciales (c y d).

más útiles por tener una significación directa en términos de las propiedades físicas del subsuelo se encuentra la *Asimetría del tensor de impedancia* (k) o “Skew”. Existen varias definiciones de asimetría, dependiendo del modelo principal a que se refiera. Swift (1967, en Vozoff, 1972) por ejemplo, proporciona una medida del grado de desviación del modelo puramente bidimensional, es decir, sin distorsión local. La anisotropía de Swift está dada por

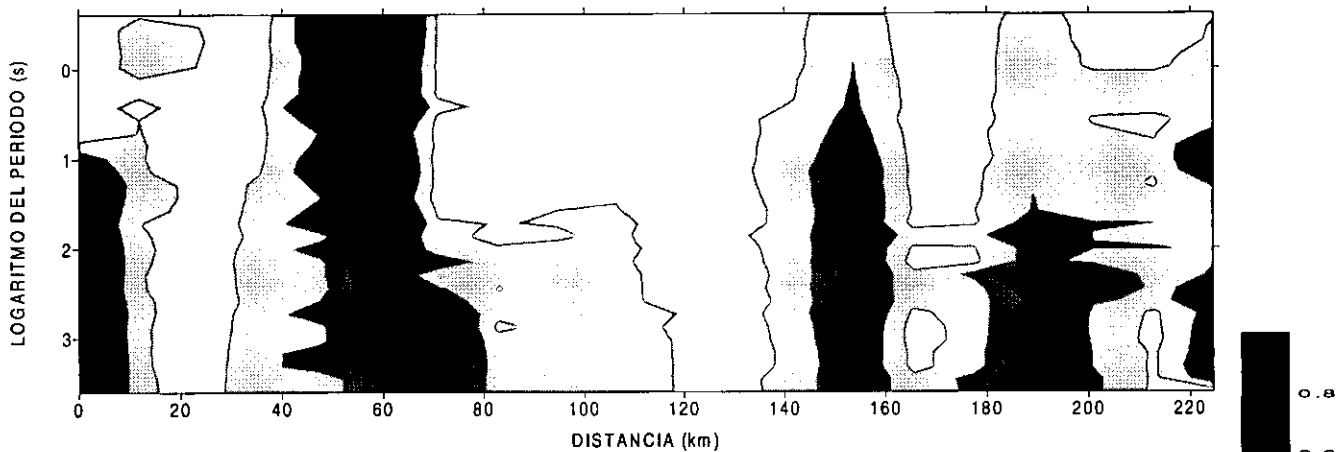
$$k = |Z_{xx} + Z_{yy}| / |Z_{xy} - Z_{yx}| \quad (27)$$

Aquí, $Z_{xx} + Z_{yy}$ y $Z_{xy} - Z_{yx}$ son invariantes ante rotaciones y por lo tanto k es también invariante. Si el valor de k es igual a cero o aproximadamente cero (≤ 0.2) entonces la asimetría del tensor puede ser considerada insignificante y se descarta la posibilidad de que Z sea tridimensional. Cuando k es inestable, es decir varía erráticamente de una frecuencia a otra, entonces $Z_{xy} \equiv Z_{yx}$ indicando un medio unidimensional. Si los valores de k son estables y consistentemente pequeños (≤ 0.4) entonces la impedancia Z se puede modelar de acuerdo a la ecuación (18).

La pseudosección construida a partir de los datos de *asimetría* de Swift (Figura 7a) facilita la visualización de la variación del tensor en el subsuelo para cada frecuencia y es un reflejo de la complejidad estructural. Las distorsiones mayores a lo largo del perfil magnetotelúrico se presentan en las estaciones CAJE, ACAH y PALU, y en las frecuencias medias y bajas de ACAP y BUEN. La asimetría de CAJE y ACAH puede asociarse a la estructura vertical que define el contacto entre los Terrenos Xolapa y Guerrero. Una estructura de menor presencia vertical es la que se manifiesta en el sondeo PALU. Por otro lado, la distorsión debida al efecto de costa se observa en la asimetría presente en los sondeos ACAP y SALT. La presencia de estructuras profundas, probablemente asociadas al contacto entre los terrenos Guerrero y Mixteco, son las causantes de valores altos en las estaciones PLAO y BUEN.



a).



b).

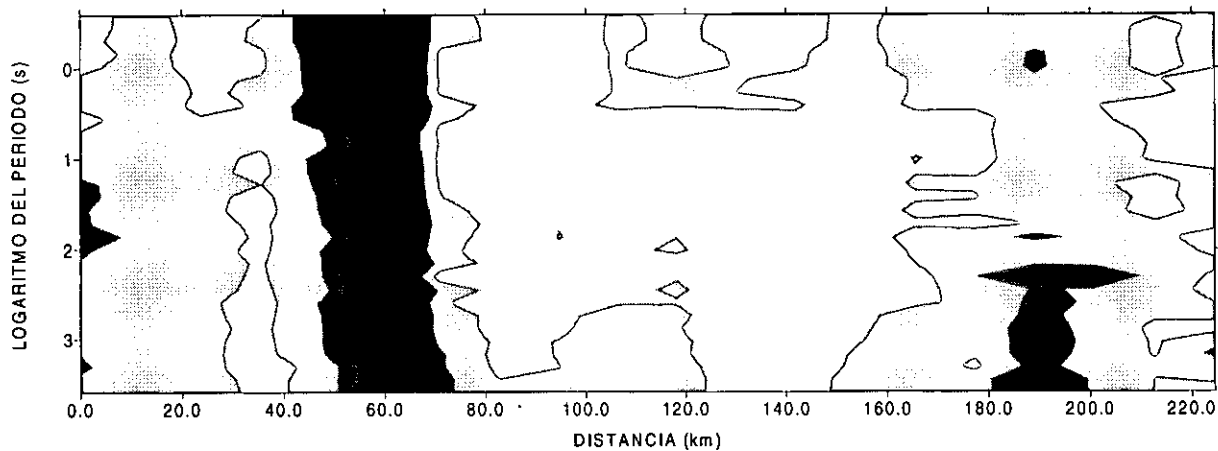


Figura 7. Pseudosecciones de la asimetría del tensor de impedancia. a) Método de Swift (1967, en Vozoff, 1972). b) Método de Bahr (1988). (Escala vertical en logaritmo base 10).

Los valores límite de k para evaluar el tipo de asimetría que se presenta en el subsuelo no están definidos entre los diferentes autores. Una regla no muy clara considera valores “muy bajos” (< 0.2) como unidimensionales, valores “intermedios” bidimensionales y valores “muy altos” (> 0.4) tridimensionales respectivamente.

Otra forma de *asimetría*, también invariante ante rotaciones, que se utiliza para determinar hasta que grado un conjunto particular de datos puede ser interpretado con el modelo de superposición, es definido por Bahr (1988) como *anisotropía regional* o “regional skew” y está dado por:

$$\eta = (|[D_1, S_2] - [S_1, D_2]|)^{1/2} / |D_2| \quad (28)$$

Este parámetro se obtiene de la condición de que en el sistema de referencia de la estructura regional 2D, $Zx'x'$ tiene la misma fase que $Zy'x'$ y $Zy'y'$ la misma que $Zx'y'$ y que cualquier desviación de estas condiciones resulta en una anisotropía regional mayor que cero. En esta ecuación D_1 , D_2 , S_1 y S_2 y $[D_1, S_2]$, $[S_1, D_2]$ están dados por las ecuaciones (25) y (26).

La pseudosección construida a partir de los datos de asimetría regional de Bahr (Figura 7b) proporciona valores similares a los obtenidos a partir de la expresión de Swift (Figura 7a). Sin embargo, el modelo de superposición (un medio regional bidimensional con distorsión tridimensional local) parece ser más adecuado para modelar los datos puesto que los valores altos de asimetría prevalecen básicamente solo alrededor de las zonas de contacto entre terrenos geológicos.

Otro parámetro indicativo de la complejidad estructural del medio es la *heterogeneidad lateral* (T) o “Tipper”, que sirve como una medida auxiliar para detectar los cambios laterales en la conductividad del subsuelo. Estas heterogeneidades son generadas por el incremento de la densidad de corriente en los sectores más conductivos. Su variación

espacial es un indicador de los contrastes laterales de la conductividad. Las corrientes se concentran cerca de la superficie del lado conductivo de la discontinuidad lateral debido a que la profundidad peculiar (δ) es menor.

De la ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y el campo magnético inducido, dada por (Vozoff, 1989)

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (29)$$

se puede ver que existirá una componente vertical de H cuando $\nabla \times E$ tenga una componente vertical. Es decir cuando exista un cambio lateral en la densidad de corriente horizontal, de tal forma que $\partial j_y / \partial x$ o $\partial j_x / \partial y$ sean diferentes de cero. La componente Hz decae conforme aumenta la distancia del contacto. Cerca de la discontinuidad, la relación entre Hz y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como (ver ecuación 5):

$$H_z = A H_x + B H_y \quad (30)$$

en donde los elementos A y B son complejos. La relación de las magnitudes de (A,B) que permite conocer la magnitud de la *heterogeneidad lateral* está dada por

$$T = [|A|^2 + |B|^2]^{1/2} \quad (31)$$

Sobre un subsuelo unidimensional en donde las resistividades solo dependen de la profundidad los coeficientes A y B que relacionan las componentes horizontales del campo magnético con la vertical son nulos y por lo tanto no existe heterogeneidad lateral (Vozoff, 1972).

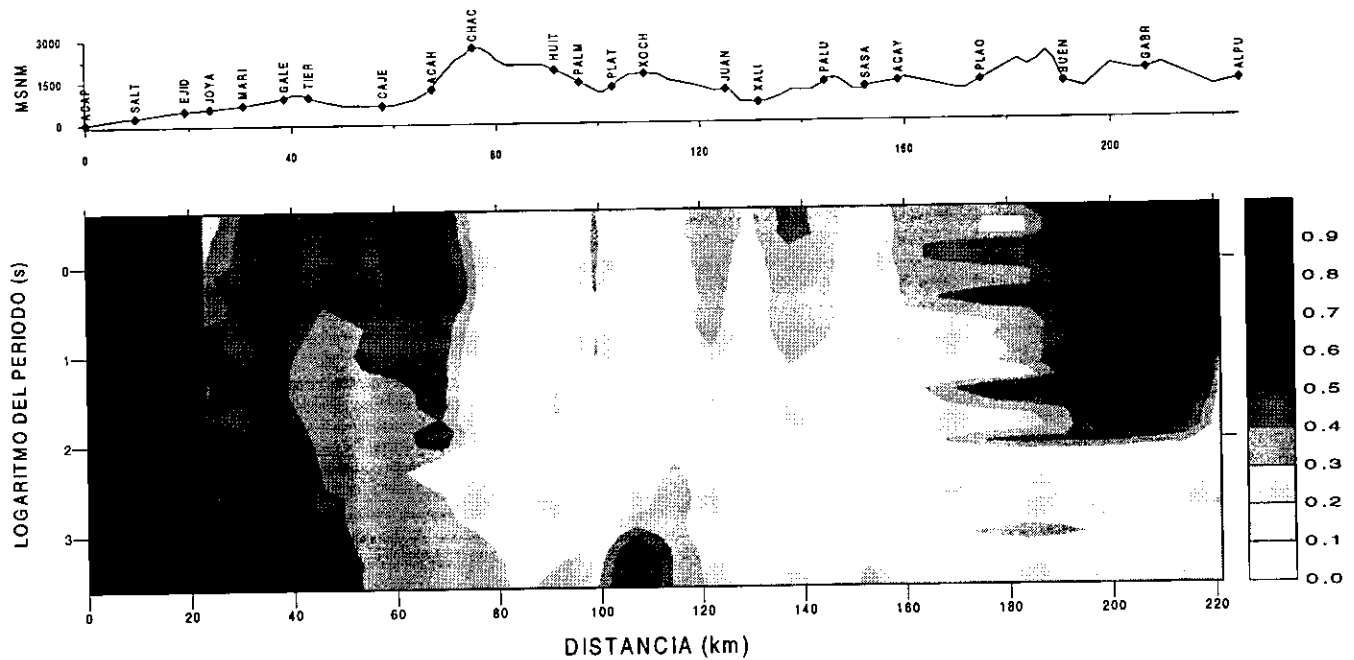


Figura 8. Pseudosección de la *Heterogeneidad lateral* o "tipper" del campo magnético.

A partir de la expresión (31) se calculó la pseudosección para la heterogeneidad a lo largo del perfil estudiado que muestra el comportamiento de las variaciones de conductividad laterales (Figura 8). Las estaciones ACAP, SALT y EJID presentan una *heterogeneidad* alta que se asocia a la presencia de una capa conductora representada por una capa oceánica conductora en contacto con el continente, más resistivo. El efecto de la presencia del mar cerca a las mediciones causa la concentración de corrientes eléctricas en el lado marino que inducen una componente vertical del campo magnético en los sondeos cercanos a la costa.

Los valores de heterogeneidad altos en las altas frecuencias de los sondeos GABR y ALPU, cuya ubicación es relativamente cerca a la franja del Eje Neovolcánico en donde se presenta una actividad térmica alta, manifiesta las altas conductividades asociadas a zonas de volcanismo activo en contacto lateral con el terreno Guerrero, aparentemente más resistivo. Heterogeneidades localizadas evidencian la presencia de contactos o cuerpos menores

conductores, como parece ser el caso en las estaciones GALE, TIER, CAJE y ACAH.

Independiente de los extremos de la pseudosección, en donde parecen presentarse los mayores contrastes laterales, el perfil muestra un sector comprendido entre las estaciones JOYA y ACAY que muestran comportamiento relativamente homogéneo que coincide con los resultados obtenidos para las asimetrías de Swift y Bahr, excepto para el contacto Xolapa - Guerrero en donde la anomalía de la heterogeneidad es más tenue.

Otra propiedad de la heterogeneidad (o "tipper") es su asimetría (o "skew") que es un parámetro utilizado para constreñir la dimensionalidad del medio a partir de la función de transferencia (A,B), es decir, a partir de los coeficientes complejos que relacionan las componentes horizontales del campo magnético con la componente vertical. La expresión para la *asimetría de la heterogeneidad* (T_s) o "Tipper Skew" está dada por (Vozoff, 1972)

$$T_s = \{ (A_r^2 + B_r^2) \operatorname{atan} (A_r/B_r) - (A_i^2 + B_i^2) \operatorname{atan} (B_i/A_i) \} / T \quad (32)$$

En donde i y r se refieren a las partes imaginaria y real respectivamente de las componentes A y B.

Para un subsuelo complejo la asimetría de la heterogeneidad y la heterogeneidad lateral presentan valores grandes (> 0.4), mientras que para estructuras bidimensionales la heterogeneidad tiende a ser grande (> 0.4) y la asimetría de la heterogeneidad pequeña (< 0.2). Si el valor de la heterogeneidad es pequeño, la asimetría de la heterogeneidad no es de importancia, y el comportamiento del subsuelo puede considerarse unidimensional.

A partir de los criterios de dimensionalidad descritos para los parámetros de distorsión k , T y T_s se preparó la Figura 9. La Figura 9a muestra la dimensionalidad del subsuelo a lo largo del perfil Acapulco - Cuernavaca obtenida con base en la asimetría K . Se puede observar en ella que las zonas estructuralmente complejas (regiones 3D) están muy localizadas y que un

medio 2D y 1D determinan el subsuelo a lo largo del perfil. La figura 9b, obtenida a partir de la heterogeneidad T y de su asimetría Ts, muestra también la dimensionalidad de la sección. Como se puede ver, existe muy buena correlación entre ambas figuras, calculadas con parámetros diferentes (elementos del tensor y de la función de transferencia magnética respectivamente).

Este análisis es auxiliar en la determinación, que se hará posteriormente, de los algoritmos de inversión a utilizar, y en la selección de los datos base que serán utilizados para la inversión y por supuesto ayuda a determinar las zonas 3D/2D y 1D/2D donde debe hacerse un tratamiento cuidadoso de los datos.

Un método para estudiar las variaciones laterales de la conductividad es el que usa el análisis de los vectores de inducción. Su despliegue visual en un mapa es una forma simple de comprender los cambios de la componente magnética respecto a cierto período. Como lo mencionamos anteriormente los coeficientes que relacionan las componentes magnéticas horizontales con la componente vertical A y B (ecuación 30) corresponden a funciones de transferencia complejas, compuestas de una parte real y otra imaginaria. La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción está dada por (Waff et al., 1988)

$$I_m = (A_m^2 + B_m^2)^{1/2} \quad \beta_m = \tan^{-1} [B_m / A_m] \quad (33)$$

donde m representa la parte real o imaginaria de las componentes respectivamente.

Los vectores de inducción muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real del vector apunta en la dirección contraria del conductor y el tamaño del vector está en relación directa con la cercanía del conductor o bien con el contraste de conductividad, siendo estos mayores en tanto la diferencia de conductividades lateralmente lo es. Los vectores de inducción se presentan muy influidos por heterogeneidades locales y son mucho más sensitivos a los cambios laterales que

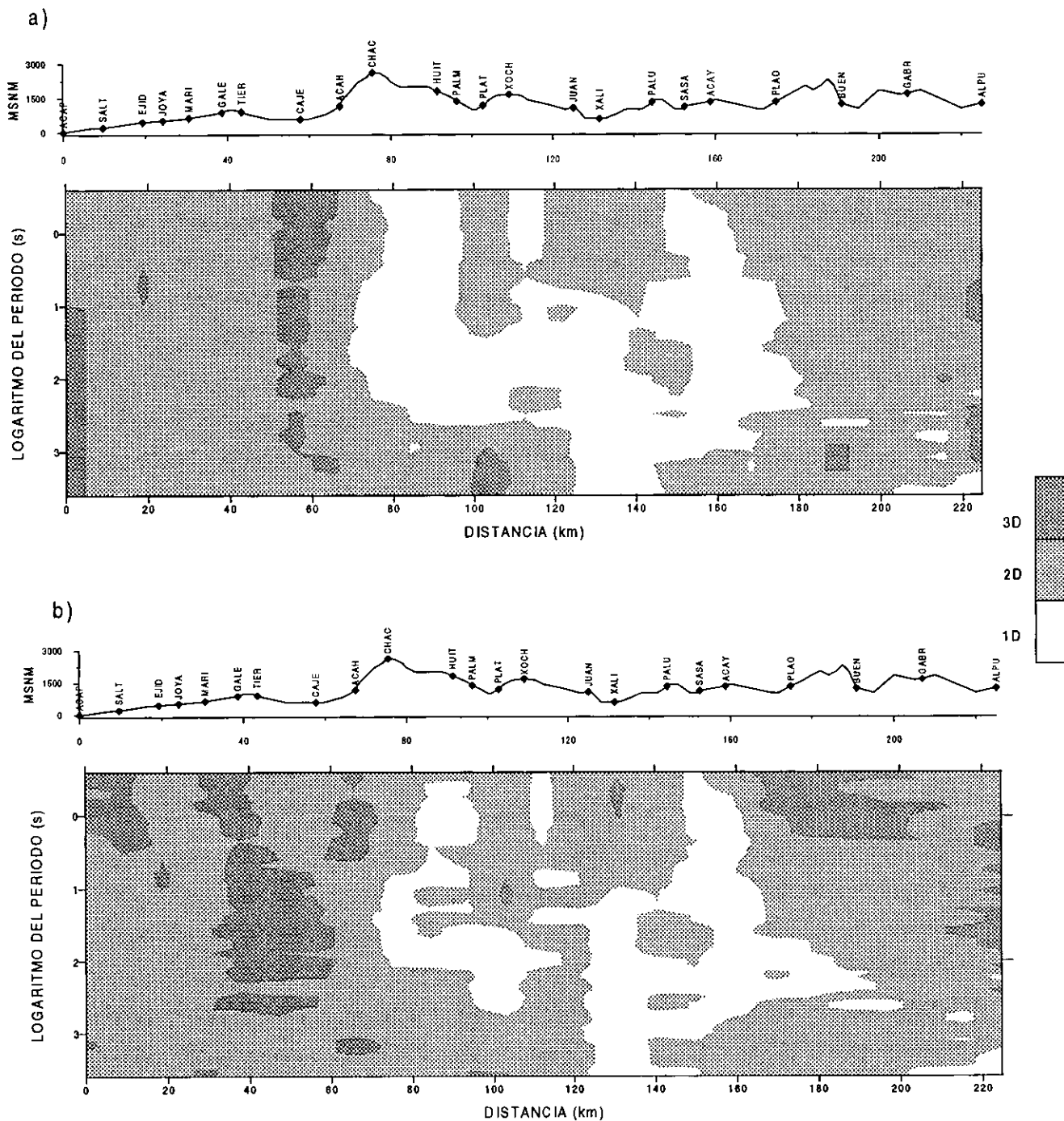


Figura 9. Análisis de distorsión del subsuelo. a) A partir de la evaluación de la asimetría (k). b) Combinando los valores de la heterogeneidad lateral (T) y la asimetría de la heterogeneidad (T_s). (Escala vertical en logaritmo base 10).

los elementos del tensor de impedancia.

Con la intención de obtener una idea de la variación de la estructura en la zona con relación a la profundidad se han graficado sobre un mapa los vectores correspondientes a los períodos de 1, 10.67 y 128s (Figuras 10 a, b y c respectivamente), que corresponden a profundidades peculiares de 3.5, 11.2 y 40 km considerando una resistividad media de 50 Ohm-m.

Para el período de 1 s (Figura 10a) no se observa una tendencia definida en la dirección de los vectores de inducción, las variaciones laterales de la conductividad son marcadas reflejándose en el tamaño de los vectores, lo que corrobora la presencia de heterogeneidades en la parte más superficial. El efecto debido a la presencia de la costa es evidente para los datos de los sondeos cercanos a ella, y se refleja mucho más a períodos mayores. Las componentes reales de los vectores apuntan hacia el norte, sentido contrario a los sedimentos costeros conductores y al agua del mar.

Para el período de 10.67 s (Figura 10b) en el arreglo de vectores de inducción se observa que el efecto por la presencia de la costa influye sobre los sondeos cercanos a ella. Hacia la parte centro y nororiental del perfil no se observa un comportamiento definido, pero si hay disminución en el contraste de conductividades, lo que indica una disminución de heterogeneidades en el estructura.

Para el período de 128s (Figura 10c) el efecto de costa es evidente, y al interior se presentan contrastes menores en los cambios laterales de conductividad, indicando la homogeneidad del subsuelo a este período. Estas características se reflejan en los períodos mayores a éste que no se representan pero que también fueron analizados.

La Figura 10d muestra adicionalmente el comportamiento de la heterogeneidad lateral y su error, para cada uno de los sondeos a los diferentes períodos. De esta manera se puede

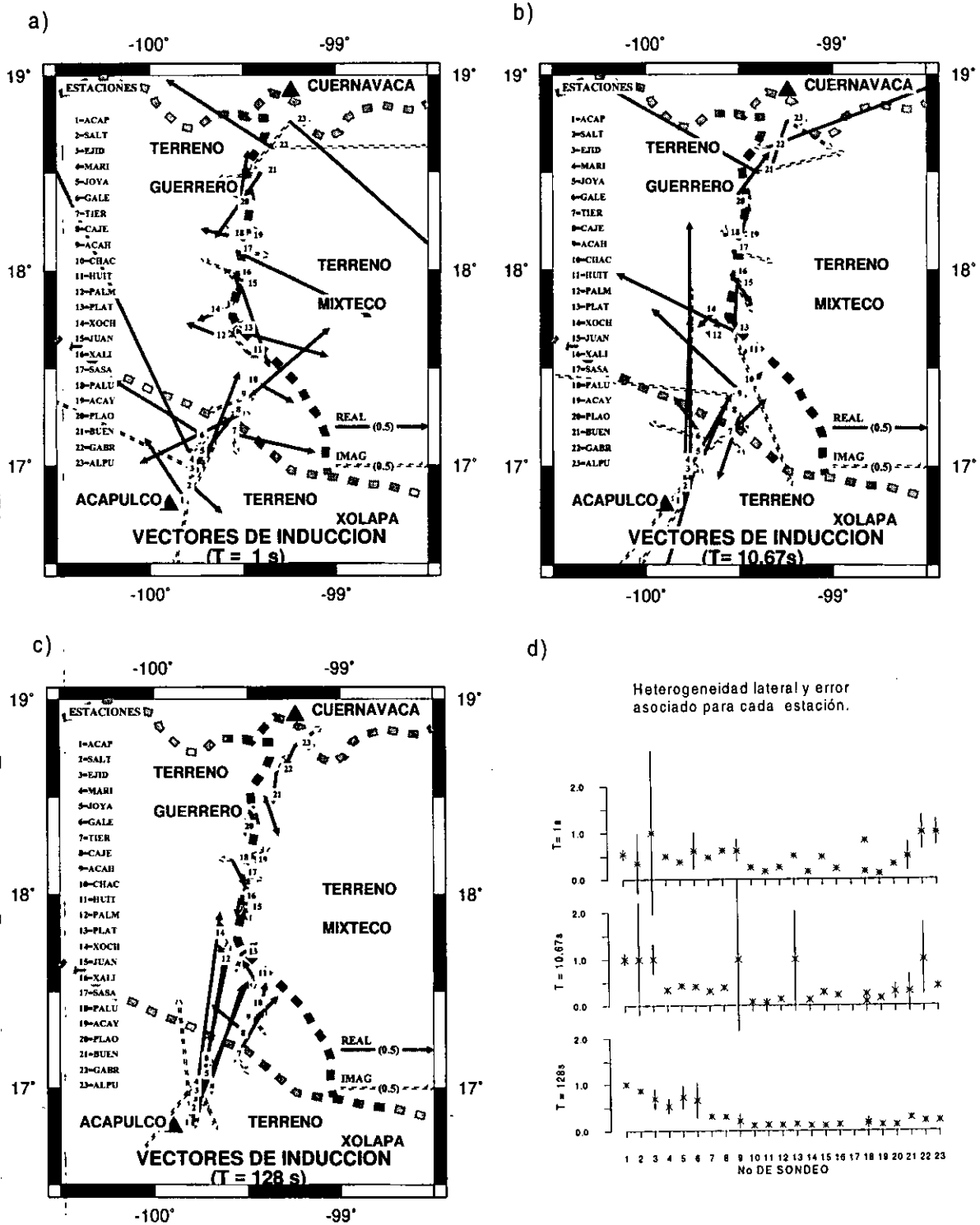


Figura 10. Arreglos de los vectores de inducción. a). Período 1s. b). Período 10.67s. c). Período 128s. d). Heterogeneidad lateral para cada período graficado.

evaluar la confiabilidad de los vectores de inducción graficados, descartando en su evaluación aquellos que presentan errores considerablemente mayores.

3.5. CORRECCION ESTATICA

La distorsión estática o galvánica, mencionada anteriormente, representa uno de los mayores problemas en la interpretación de datos magnetoteléuricos y ocurre a causa de las variaciones del campo eléctrico como efecto de la acumulación de cargas en la superficie. La distorsión se manifiesta como un corrimiento paralelo de las curvas de resistividad en dirección ascendente o descendente (Figura 11), es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un mismo factor. Sin embargo, la fase entre el campo eléctrico y el magnético no es afectada por este fenómeno que es independiente de la frecuencia (Jones, 1988).

El corrimiento estático se puede dar entre los dos modos de polarización de un sondeo y/o entre sondeos consecutivos. En el primero de los casos la presencia de estas heterogeneidades que alteran el rango del registro en los sondeos MT puede reconocerse por la anisotropía de los modos de polarización (TE,TM). Para un subsuelo estratificado donde los límites de la conductividad se presentan en la dirección vertical, los modos de polarización deben ser similares tanto en la resistividad aparente como en la fase, de tal manera que si las curvas presentan la misma forma pero se encuentran desplazadas verticalmente, es muy probable que se encuentren afectadas por esta distorsión. En estructuras 3D, este comportamiento no es fácil identificarlo porque las curvas de resistividad aparente en los dos modos de polarización no son paralelas entre si (Pellerin y Hohman, 1990).

Por otro lado, los sondeos realizados sobre una misma provincia geológica, donde las características geológicas y estructurales son similares, deben mostrar una apariencia

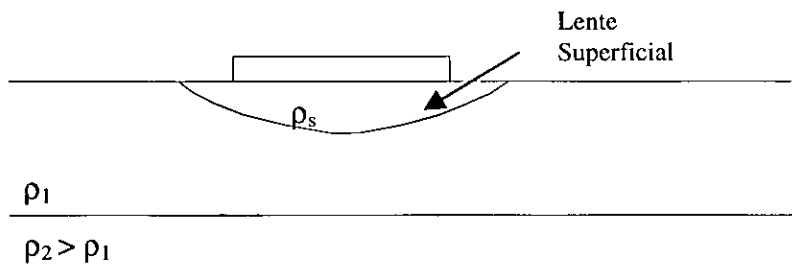
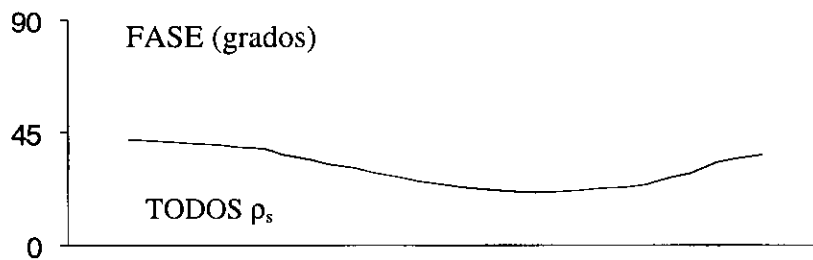
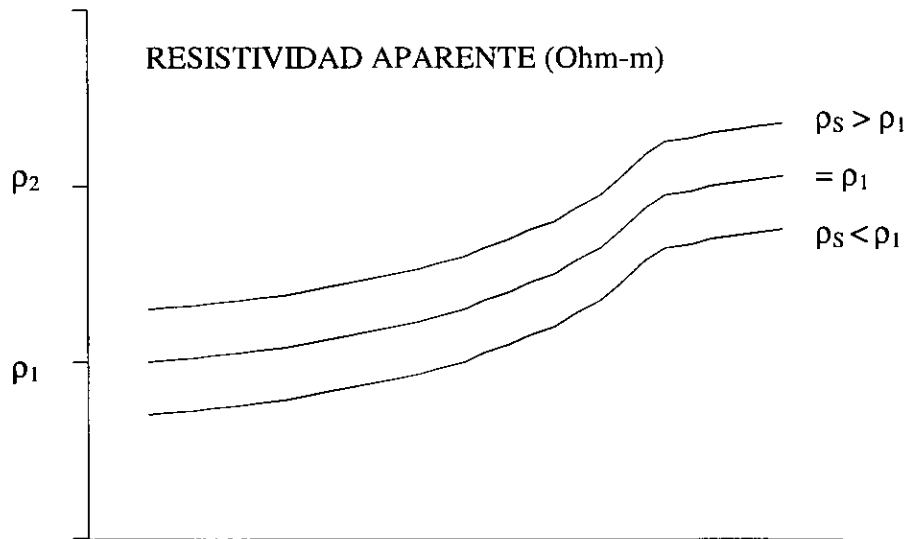


Figura 11. Diagrama utilizado para ilustrar el efecto estático. La curva de la resistividad aparente de la mitad sería la observada si el lente superficial tuviera la misma resistividad que el estrato que lo contiene.

también similar. Por lo tanto, si las curvas de resistividad se encuentran desplazadas con respecto a las otras, es probable que existan efectos de distorsión galvánica ocasionada por cuerpos cercanos a la superficie.

Si se sabe de antemano que la ubicación de varios sondeos está sobre una misma provincia geológica y si es posible averiguar cual de los sondeos no presenta distorsión, las otras curvas pueden desplazarse hacia ésta corrigiendo de esta manera el corrimiento de las restantes. Uno de los mayores problemas es averiguar cual de los sondeos no se encuentra afectado por el corrimiento estático sin la ayuda de otra técnica adicional.

En este trabajo se han integrado dos metodologías para la corrección de la distorsión galvánica: el análisis de los valores asimétricos de Bahr y Swift, y un promedio estadístico para los sondeos menos distorsionados (Kurts et al., 1993) con base en la frecuencia de la banda media que presenta menos alteración (Arzate, 1994).

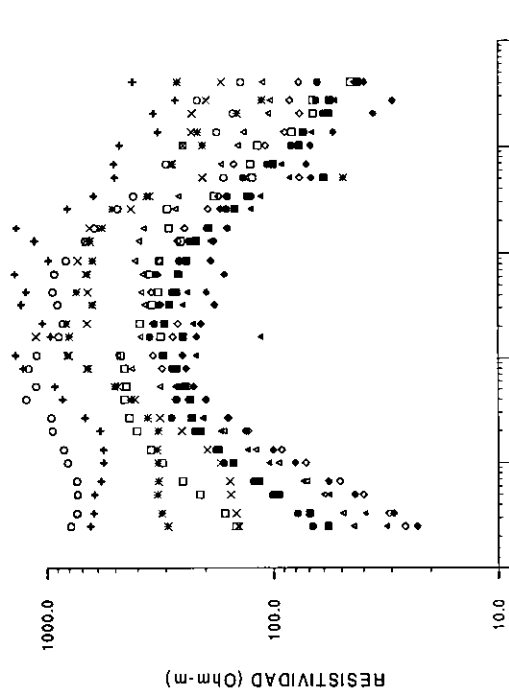
En la Figura 12 se muestran las graficas de resistividad y fase para el modo de polarización TM de los sondeos ubicados en el Terreno Guerrero sin corregir y corregidas por corrimiento estático.

La técnica de Bahr para el cálculo de la *asimetría regional* emplea la fase de las impedancias, mientras la técnica de Swift para el cálculo de la *asimetría* emplea las impedancias de acuerdo a las diagonales del tensor. La comparación de los resultados obtenidos de las dos formas ofrece mayor confiabilidad en las características anisotrópicas del terreno. Los sondeos que se presentan menos distorsionados deben mostrar valores promedio de asimetría bajos para los dos casos (< 0.2), y por lo tanto corresponden a las curvas que se presentan afectadas por el corrimiento estático en menor proporción.

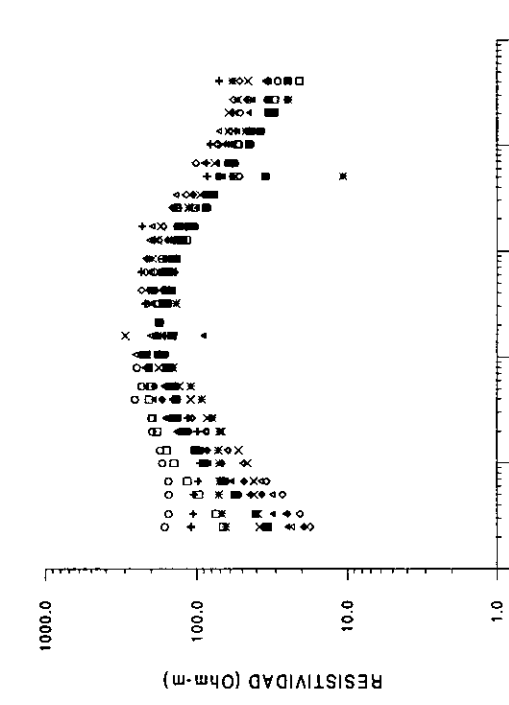
Kurts et al. (1993) proponen por su parte un análisis estadístico para determinar la curva de comportamiento regional. La determinación de la frecuencia que muestra menor distorsión

TERRENO GUERRERO

a) MODO TM.

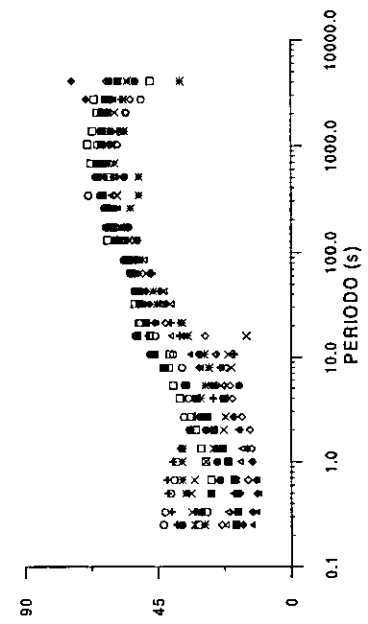


b) MODO TM. (Corrección Estática)



ESTACIONES	
■	CHAC
●	HUT
▲	PALM
△	PLAT
□	XOCH
○	JUAN
◇	XALI
×	PALU
+	SABA
+	AGNY
*	PLAG
⊗	ACAH

FASE (grados)



FASE (grados)

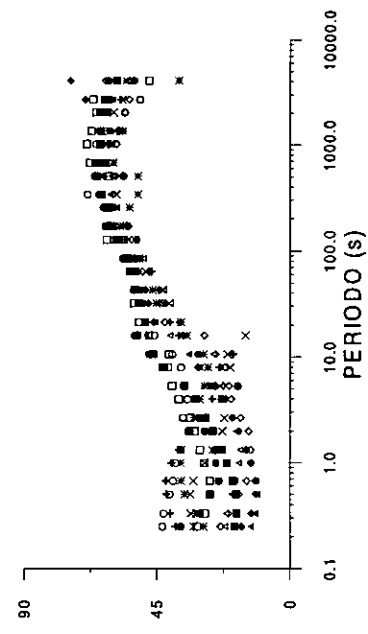


FIGURA 12. Modo de polarización TM para los sondeos ubicados sobre el Terreno Guerrero. el comportamiento de las curvas es muy similar. a) Datos originales, es evidente el problema distorsión estática. b) Curvas desplazadas corregidas para la distorsión estática.

por alteraciones locales se obtiene con el análisis de la *asimetría* y en esta frecuencia se calcula estadísticamente el valor promedio del nivel de resistividad sin distorsión, que es la base para el desplazamiento de las demás curvas. Un abundante número de sondeos favorece la determinación con mayor peso del valor de la resistividad promedio.

Por otra parte, muchos autores coinciden en afirmar que el efecto ocasionado por una heterogeneidad superficial con dificultad es eliminado en la banda de las altas frecuencias, por ello sugieren que un desplazamiento respecto a los datos de la banda media puede traer mejores resultados, sobre todo en estudios de esta naturaleza donde la estructura que se intenta interpretar no está directamente relacionada con la banda de las altas frecuencias (Arzate,1994).

Para la corrección de las estaciones a lo largo del perfil se dividieron éstas en grupos de acuerdo a la provincia geológica en la cual fueron ubicadas. Posteriormente se seleccionaron los sondeos que presentaran menor distorsión con base en la comparación asimétrica de los datos obtenidos por Barh y Swift (la Tabla 1 presenta la asimetría promedio por sondeo y muestra las estaciones seleccionadas). A continuación se calculó la variación asimétrica de las frecuencias en la banda media y se determinó cual tenía menor distorsión (la Tabla 2 presenta los resultados para todo el rango de frecuencias del promedio asimétrico). El período de 21 segundos es seleccionado por presentar un valor para el promedio asimétrico bajo. Un promedio estadístico realizado con los valores de resistividad aparente en esta frecuencia, que incluía solo aquellos sondeos con menor distorsión permitió determinar el valor base hacia el cual se realizaron los desplazamientos de las demás curvas. Las Figuras 13,14 y 15 muestran el resultado de la corrección estática para cada uno de los terrenos geológicos usando los criterios que aquí se describen.

Aunque se ha demostrado que los sondeos directos de resistividad utilizando mediciones electromagnéticas en el dominio del tiempo son la mejor alternativa para corregir la distorsión estática, la metodología aquí empleada brinda la posibilidad de corregir este

ESTACION	PROMEDIO ASIMETRIA		DESVIACION ASIMETRIA	
	BAHR	SWIFT	BAHR	SWIFT
ACAP	0.30	0.60	0.13	0.43
SALT	0.28	0.23	0.07	0.07
EJID	0.34	0.28	0.18	0.43
JOYA	0.21	0.10	0.09	0.05
MARI	0.16	0.23	0.09	0.12
GALE	0.19	0.23	0.08	0.10
TIER	0.14	0.26	0.06	0.07
CAJE	1.25	1.00	0.60	0.56
ACAH	0.37	0.49	0.26	0.73
CHAC	0.12	0.13	0.05	0.07
HUIT	0.17	0.23	0.09	0.06
PALM	0.19	0.17	0.08	0.10
PLAT	0.20	0.36	0.09	0.15
XOCH	0.19	0.10	0.10	0.09
JUAN	0.17	0.10	0.07	0.05
XALI	0.16	0.14	0.08	0.07
SASA	0.16	0.28	0.08	0.09
PALU	0.11	0.66	0.06	0.19
ACAY	0.23	0.18	0.12	0.10
PLAO	0.18	0.17	0.09	0.15
BUEN	0.47	0.61	0.61	0.65
GABR	0.25	0.19	0.16	0.14
ALPU	0.21	0.40	0.10	0.17

Tabla 1. Valores promedio de la asimetría obtenida por los métodos de Bahr y Swift para cada sondeo. Sondeos sombreados muestran valores mas bajos de este parámetro para los dos casos.

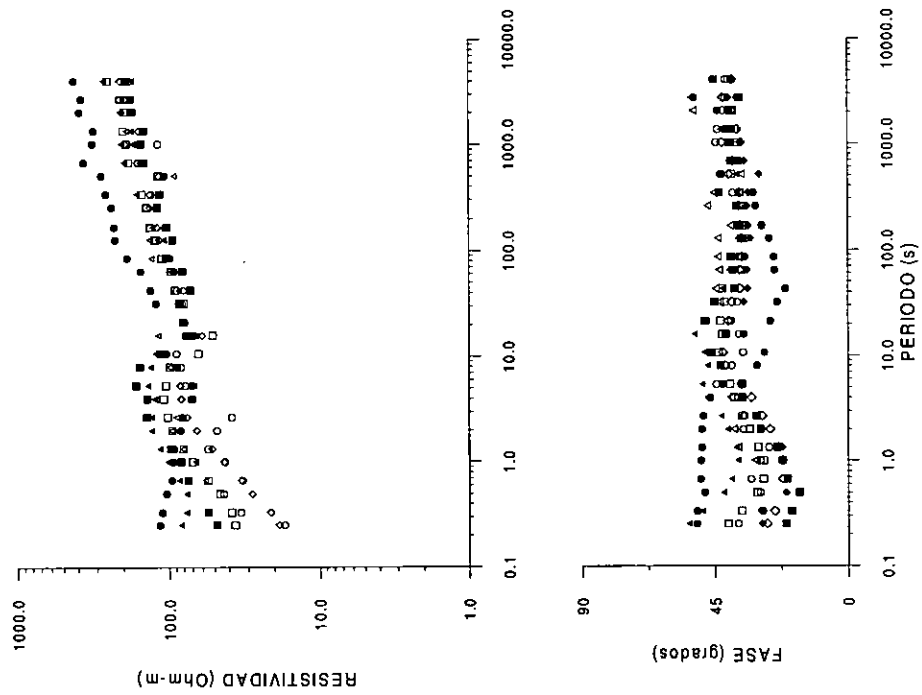
PERIODO	PROMEDIO ASIMETRIA		DESVIACION ASIMETRIA	
	BAHR	SWIFT	BAHR	SWIFT
4096.01	0.29	0.47	0.18	0.58
2730.67	0.29	0.44	0.23	0.42
2048.01	0.33	0.44	0.28	0.37
1365.34	0.43	0.51	0.78	0.77
1024	0.34	0.47	0.40	0.53
682.67	0.21	0.32	0.20	0.25
512	0.30	0.37	0.23	0.30
341.33	0.21	0.38	0.17	0.31
256	0.26	0.37	0.33	0.37
170.67	0.26	0.32	0.36	0.25
128	0.23	0.31	0.33	0.28
85.33	0.24	0.37	0.35	0.42
64	0.24	0.34	0.32	0.36
42.67	0.20	0.28	0.09	0.24
32	0.19	0.26	0.11	0.19
21.33	0.20	0.25	0.10	0.18
16	0.29	0.40	0.28	0.40
10.67	0.26	0.29	0.22	0.19
8	0.30	0.34	0.32	0.32
5.33	0.23	0.26	0.17	0.27
4	0.22	0.28	0.15	0.36
2.67	0.28	0.29	0.22	0.34
2	0.27	0.21	0.22	0.20
1.33	0.27	0.20	0.25	0.21
1	0.28	0.21	0.27	0.21
0.67	0.28	0.19	0.33	0.18
0.5	0.32	0.22	0.58	0.36
0.33	0.27	0.23	0.36	0.43
0.25	0.28	0.21	0.32	0.34

Tabla 2. Valores promedio de la asimetría obtenida por los métodos de Bahr y Swift para cada período. El período con menor distorsión seleccionado corresponde a 21 segundos.

fenómeno en ausencia de datos de otro tipo para disminuir su efecto sobre los resultados finales de la interpretación.

TERRENO XOLAPA

MODO TE. (Corrección Estática)



MODO TM. (Corrección Estática)

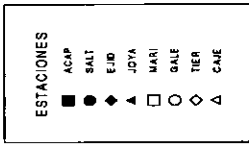
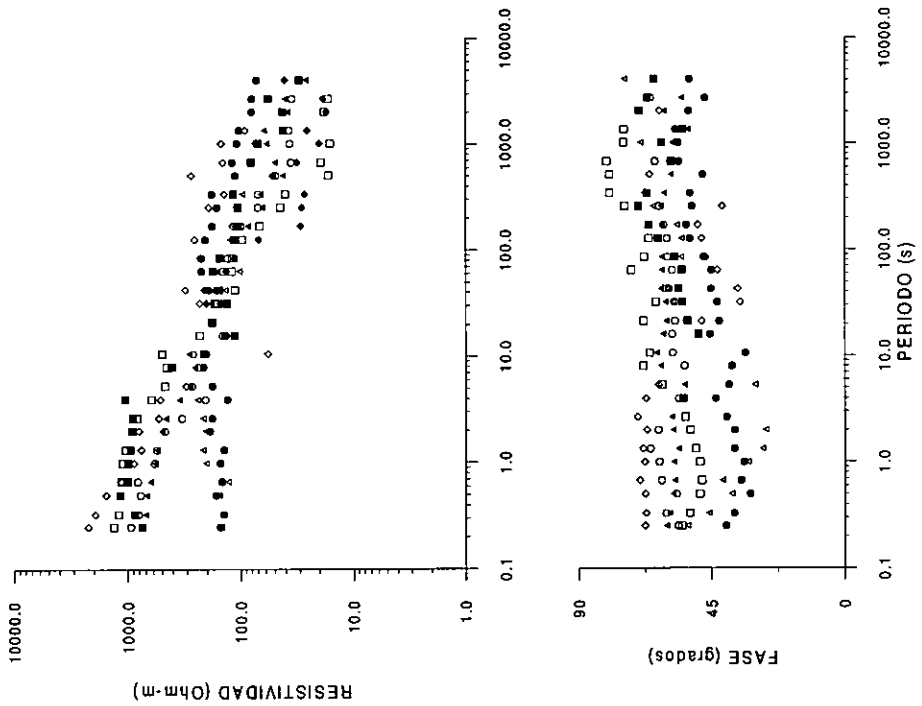
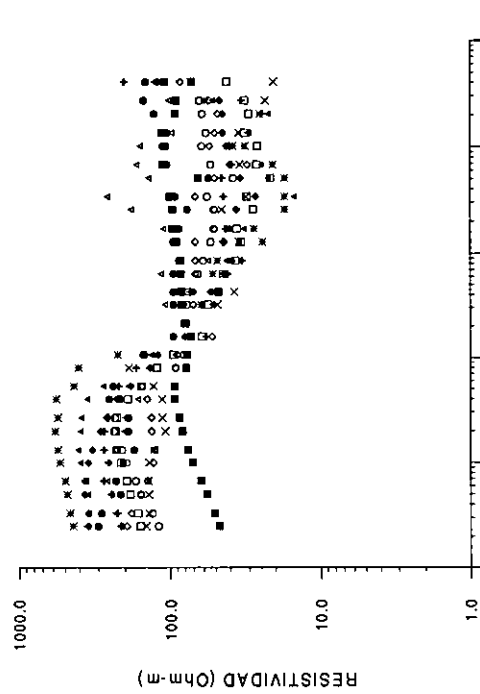


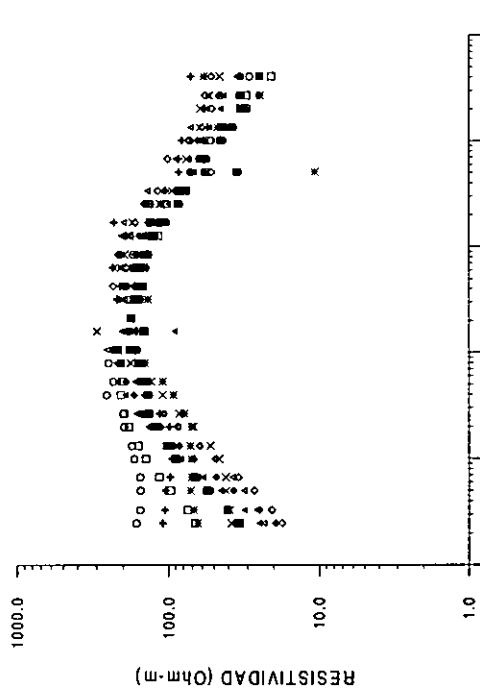
FIGURA 13. Modos de polarización TE y TM de los sondeos realizados en el Terreno Xolapa corregidos para la distorsión estática.

TERRENO GUERRERO

MODO TE. (Corrección Estática)

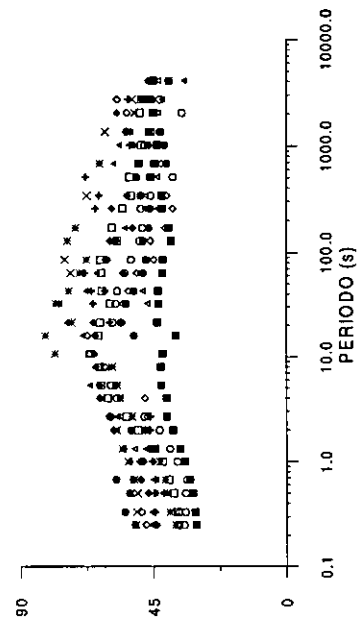


MODO TM. (Corrección Estática)



ESTACIONES	
■	CHAC
●	HUT
▲	PALM
△	PLAT
◻	XOCH
○	JUAN
◇	XALI
×	PALU
+	SASA
+	ACAY
*	PLAD
⊕	ACAH

FASE (grados)



FASE (grados)

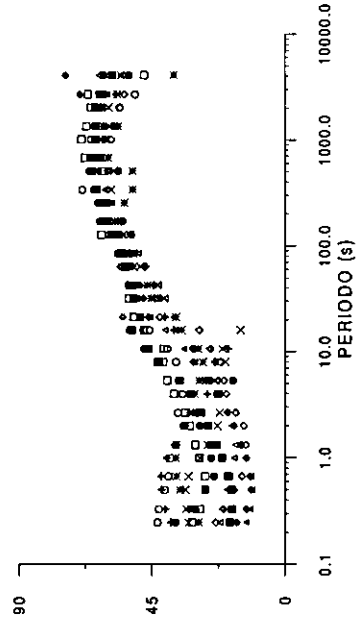


FIGURA 14. Modos de polarización TE y TM de los sondeos realizados en el Terreno Guerrero corregidos para la distorsión estática.

TERRENO MIXTECO

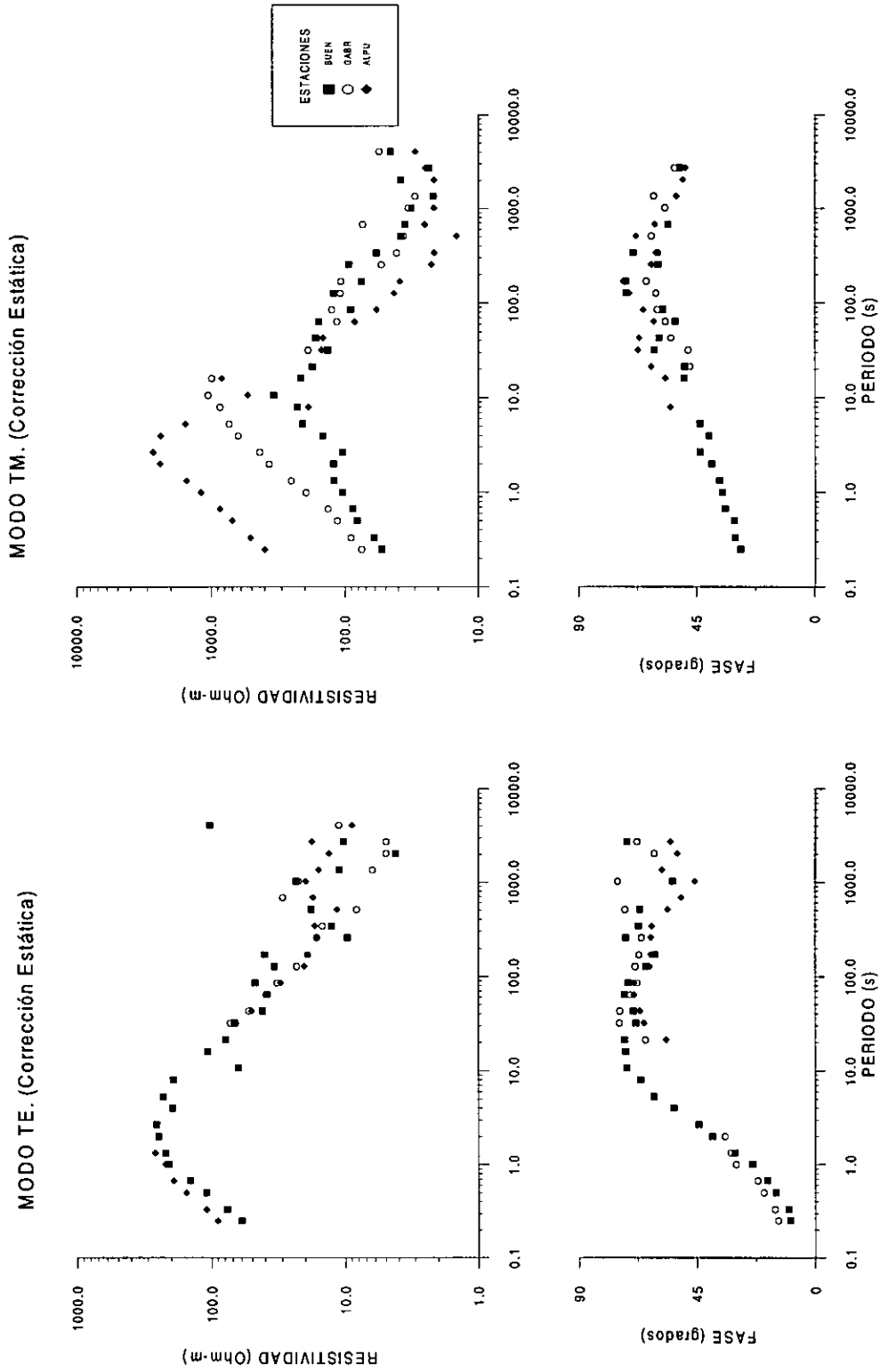


FIGURA 15. Modos de polarización TE y TM de los sondeos realizados en el Terreno Mixteco corregidos para la distorsión estática.

4. INVERSION DE DATOS MAGNETOTELURICOS

Para la interpretación de datos magnetotelúricos es importante la obtención de modelos generados a partir de inversiones unidimensionales y bidimensionales que permitan inferir los cambios laterales y verticales de la conductividad en el subsuelo. En muchas regiones continentales el comportamiento eléctrico y magnético del subsuelo es frecuentemente tridimensional lo cual revela una complejidad estructural en el interior, en cuyo caso, la aplicación de un algoritmo de inversión 1D o 2D llevaría necesariamente a una simplificación del problema y por lo tanto otorgaría resultados erróneos o de alcances muy limitados. Sin embargo, el análisis de distorsión que se llevó a cabo en el capítulo anterior basado en la asimetría, heterogeneidad lateral y asimetría de la heterogeneidad, ha mostrado que para este transecto el subsuelo se comporta predominantemente bidimensionalmente. Este resultado permite utilizar un algoritmo bidimensional en el modelo de inversión y sugiere un manejo cuidadoso de las zonas que presentan mayor grado de anisotropía para evitar errores de interpretación en el modelo. A pesar de que un modelado unidimensional implica una sobre simplificación del problema y estaría sujeto a errores tanto en valoraciones de profundidades como de resistividades, éste puede ser utilizado como primera aproximación del subsuelo, y adicionalmente, como modelo inicial del algoritmo 2D para acelerar la convergencia de la solución.

4.1. INVERSION UNIDIMENSIONAL

Un procedimiento inicial común en la interpretación de datos magnetotelúricos es asumir que la estructura del subsuelo es unidimensional (1D), de tal forma que un procedimiento para inversión 1D se puede aplicar. La obtención de un modelo de inversión 1D en esta

etapa de la interpretación permite conocer el tipo de variaciones regionales a esperarse en la sección de resistividad.

Para obtener una primera impresión del modelo estructural es conveniente utilizar una forma del tensor que sea rotacionalmente invariante, la cual atenúe las variaciones laterales de conductividad, y por lo tanto ofrezca mejores resultados en la práctica (Agarwal et al., 1993).

El promedio aritmético de la impedancia Z_{PR} es una de las formas invariantes del tensor con respecto al sistema de medición y tiene la propiedad de promediar los efectos de inhomogeneidades laterales (Berdichevsky y Dmitriev, 1976). Este parámetro está dado por:

$$Z_{PR} = 0.5 (Z_{xy} - Z_{yx}) \quad (34)$$

En algunos trabajos se menciona la ventaja de la utilización de la impedancia efectiva con buenos resultados en estructuras 2D (Ranganayaki, 1984) y la impedancia promedio con estructuras 3D (Ingham, 1988), y en otros no se encuentra ventaja en utilizar el uno o el otro porque ambas combinan las características de Z_{TM} y Z_{TE} en un promedio, convirtiéndose en una simplificación excesiva del propósito de los estudios (Park y Livelybrooks, 1989; Argawal et al., 1993).

Es este trabajo se ha utilizado Z_{PR} para generar los datos de resistividad aparente y fase (ρ_{PR} y ϕ_{PR} respectivamente) utilizados en la inversión 1D (ecuaciones 6 y 7 con $Z_{ij} = Z_{PR}$). Sin embargo, el resultado de la interpretación 1D, es decir, la sección que resulta, presenta en general una forma estructural correcta pero las profundidades y resistividades de los estratos pueden poseer errores (Jones, 1988).

Se presenta en la Figura 16 la imagen de la variación de resistividad aparente y la fase

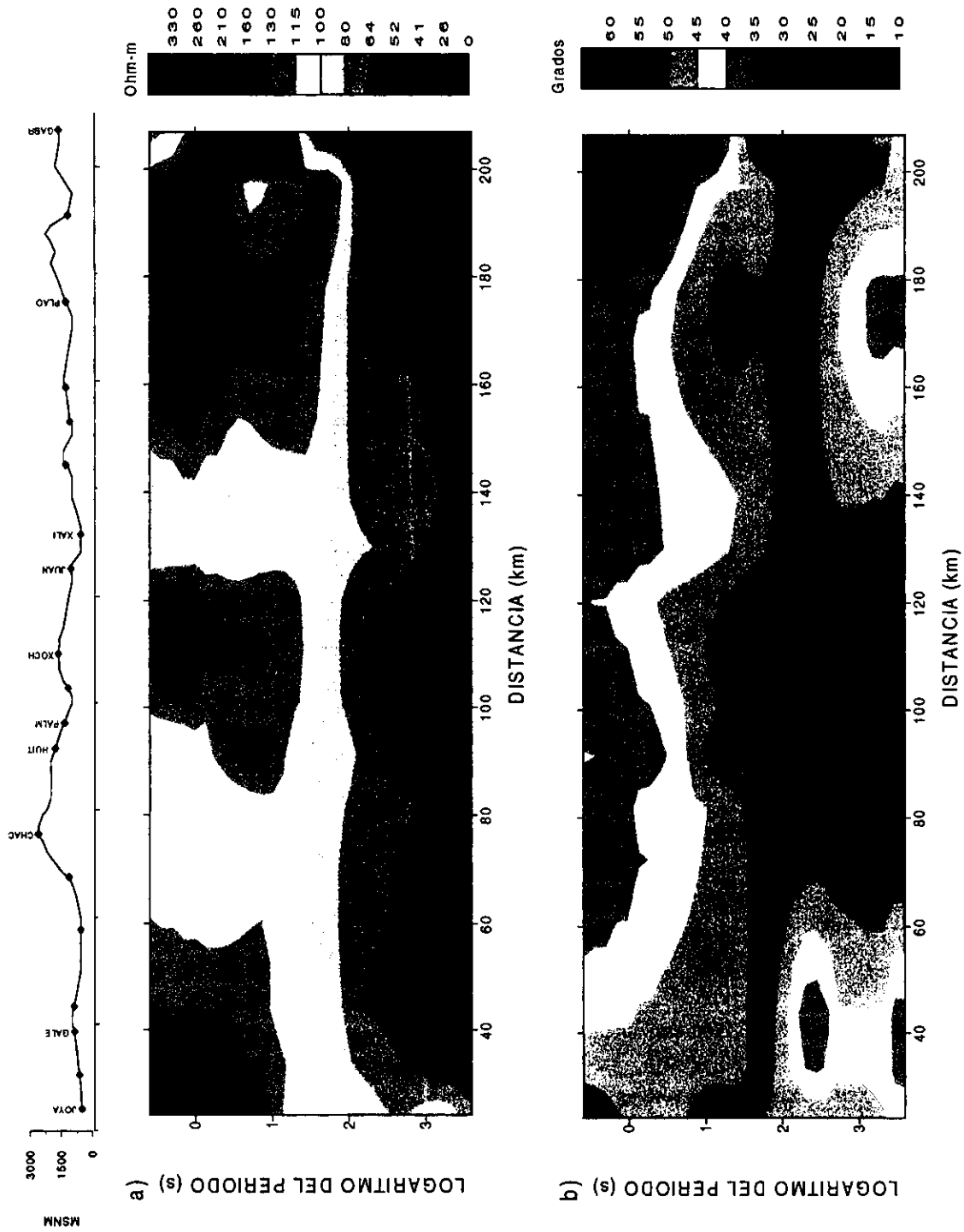


Figura 16. Pseudosecciones de resistividad aparente (a) y fase (b) promedio. (Escala vertical en logaritmo base 10).

obtenida a partir de la impedancia promedio, en función del período. Este tipo de imágenes se conoce comunmente como pseudosecciones de resistividad o fase porque en el eje vertical se gráfica el período (o frecuencia) en vez de la profundidad real. La ventaja de presentar los datos en éste formato es que permite hacer inferencias iniciales respecto a los contrastes resistivos laterales y verticales, los cuales deben ser consistentes con las variaciones de fase. De esta manera la correspondencia que exista entre los bajos resistivos y los valores altos de fase permite detectar problemas en el método de corrección del desplazamiento por distorsión estática.

Las pseudosecciones de la Figura 16 fueron realizadas con base en el análisis de la anisotropía del subsuelo, a partir del cual se seleccionaron aquellos sondeos que se mostraran menos afectados por problemas de distorsión (asimetría o heterogeneidad lateral). Los sondeos JOYA, GALE, CHAC, HUIT, PALM, XOCH, JUAN, XALI, ACAY, PLAO fueron seleccionados por presentar menos problemas relacionados con estructuras que causaran distorsión (ver Tabla 1). La respuesta del sondeo GABR en las medias y bajas frecuencias, que corresponde a la zona de interés, se observa menos afectada, se incluye con la intención de obtener la continuidad de las estructuras en la parte nororiental del perfil.

En ambas secciones se puede observar un cambio sustancial entre los 10 y 100 segundos que se puede relacionar directamente con un conductor continuo aproximadamente horizontal. El bajo resistivo es consistente con las fases altas y es un indicativo de que la corrección estática aplicada, descrita en el capítulo anterior, fué adecuada. Utilizando una resistividad promedio del subsuelo de 50 y 100 Ohm-m respectivamente, se puede estimar límites aproximados para la profundidad del conductor utilizando la expresión para la profundidad peculiar (ecuación 1) entre 35 y 50 kilómetros desde la superficie.

4.1.1. MODELADO OCCAM

El algoritmo empleado en la inversión unidimensional para los 10 sondeos seleccionados es el denominado Occam (Constable et al., 1987), que tiene la ventaja de generar modelos suavizados de múltiples capas estratificadas.

El algoritmo de Constable et.al. (1987) suprime la complejidad de la estructura (bajo la filosofía de que “es en vano hacer con más lo que puede hacerse con menos”, frase escrita por William de Occam en el siglo XIV) a partir de la definición de “aspereza”, que definen como a integral del cuadrado de la primera o segunda derivada con respecto a la profundidad:

$$R_1 = \int (\partial m / \partial z)^2 \partial z \quad (35)$$

donde m y z son las resistividades y espesores de los estratos, y

$$m(z) = m_i, z_{i-1} < z \leq z_i, i=1,2,\dots,N$$

En la práctica, $z_0=0$ y N varía entre 20 y 100.

La definición equivalente de aspereza para los datos discretos es

$$R = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \quad (36)$$

Si M es el conjunto de datos de campo, tales como resistividades y fases a diferentes frecuencias, representados por d_1, d_2, \dots, d_M , la calidad del ajuste a los datos de campo se hace a partir del criterio usual de mínimos cuadrados, es decir:

$$X^2 = \sum (d_j - F_j\{m\})^2 / \sigma_j^2 \quad (37)$$

en donde $F_j(m)$ es la función que contiene los valores predichos por el modelo y σ_j es la incertidumbre asociada al dato j -ésimo.

La solución al problema consiste en encontrar un modelo m_i a partir de un conjunto de datos d_j que tiene asociada una incertidumbre σ_j , que minimice la aspereza R y al mismo tiempo haga que X^2 alcance valores aceptables. Este es un problema de optimización no lineal por lo cual no hay ninguna garantía de que exista m_i que haga a X^2 tender a cero.

Para el caso no lineal la expresión para estimar el ajuste de los datos al modelo está dada por

$$X^2 = |Wd - WF(m)|^2 \quad (38)$$

donde W es una matriz diagonal $M \times M$ dada por:

$$W = \text{diag} [1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_m] \quad (39)$$

La optimización de la funcional sujeta a la restricción de mínima aspereza se realiza utilizando el método de multiplicación de Lagrange (Smith, 1974) que tiene la forma

$$U = |\partial m|^2 + \mu^{-1} \{|Wd - WF(m)|^2 - X^{2*}\} \quad (40)$$

donde $|\partial m|^2 = R$, X^* es el valor para X considerado aceptable en vista de las incertidumbres asociadas y μ es el multiplicador de Lagrange.

Derivando la ecuación (40) y reacomodando términos se puede demostrar que

$$m = [\mu \partial^T \partial + (WF)^T WF]^{-1} (WF)^T Wd \quad (41)$$

El esquema para encontrar m es iterativo y se hace barriendo valores de μ utilizando

$$m_{k+1}(\mu) = [\mu \partial^T \partial + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} (WJ_k)^T Wd_k \quad (42)$$

en donde J es la matriz gradiente de dimensiones $M \times N$ dada por

$$J = \nabla_m F \quad (43)$$

El error de ajuste se obtiene a partir de

$$X_{k+1}(\mu) = |Wd - WF(m_{k+1}(\mu))| \quad (44)$$

Después de un número de iteraciones, μ puede ser seleccionada de tal forma que X_k ajuste exactamente a X^* .

Como se mencionó anteriormente, para la inversión unidimensional de los datos magnetoteléuricos se realizó un análisis sondeo por sondeo que permitiese eliminar aquellas estaciones afectadas por distorsión debido a heterogeneidades regionales, para obtener un modelo más cercano a la realidad. Las estaciones consideradas fueron las mismas utilizadas para generar las pseudosecciones de la Figura 16.

La Figura 17 muestra el modelo unidimensional a lo largo del perfil Acapulco-Cuernavaca obtenido utilizando el algoritmo de OCCAM. El rasgo más importante, desde el punto de vista del interés de este trabajo de tesis, es el conductor subhorizontal que aparece a profundidades mayores de 10 Km.

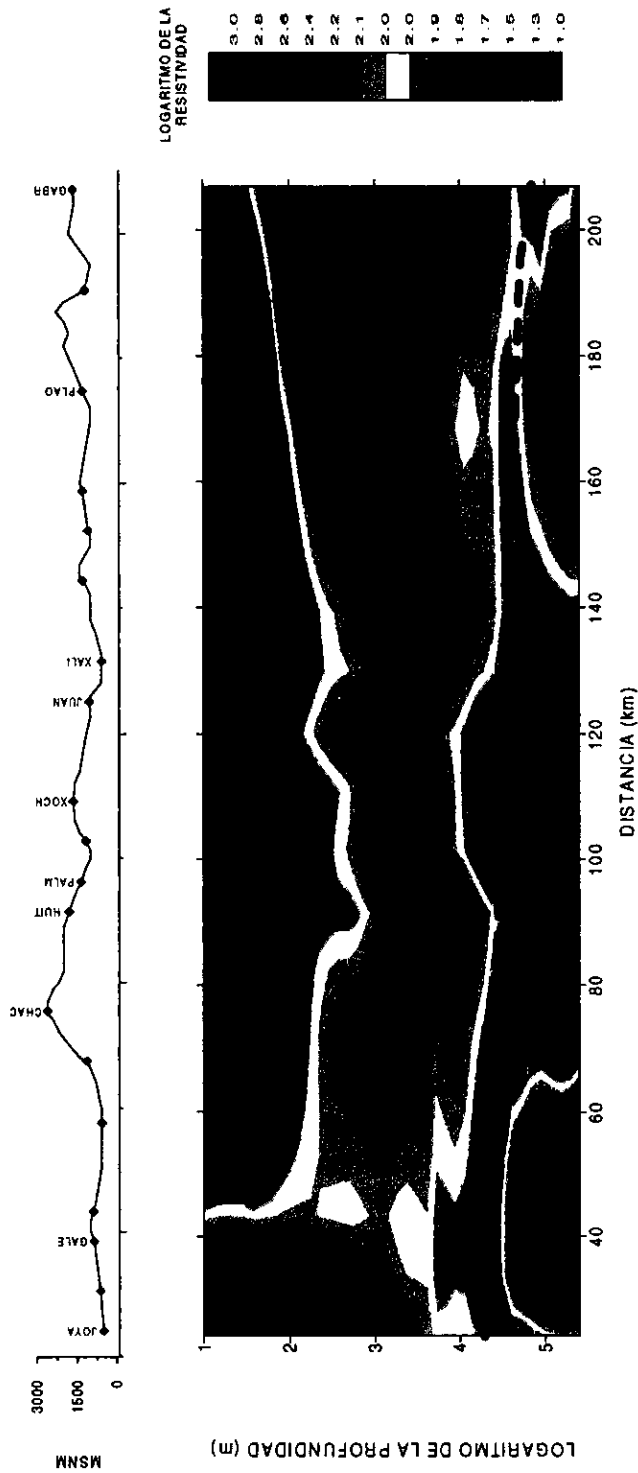


Figura 17. Modelo de inversión unidimensional Occam (Constable et al., 1987) de la resistividad aparente y la fase promedio a partir de 10 estaciones en el rango entre los 4 Hz-4096s. La línea punteada representa la posición aproximada del conductor que sigue una trayectoria subhorizontal. (Escala vertical en logaritmo base 10).

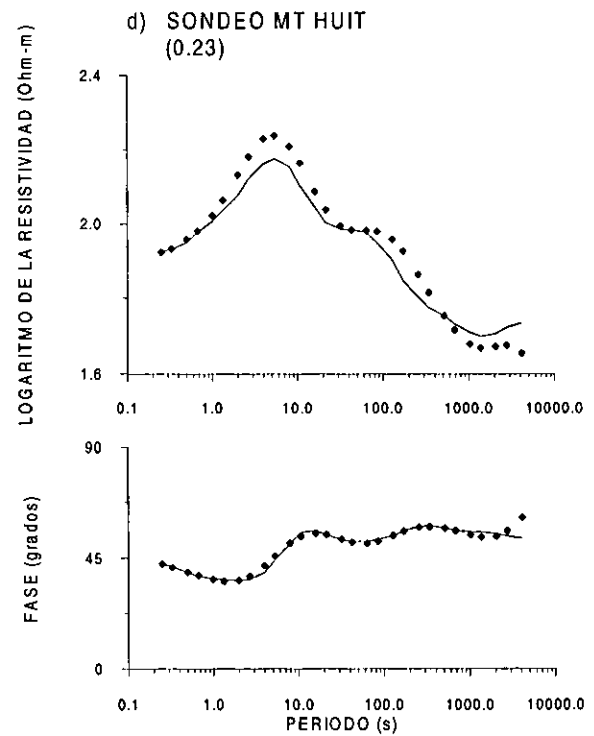
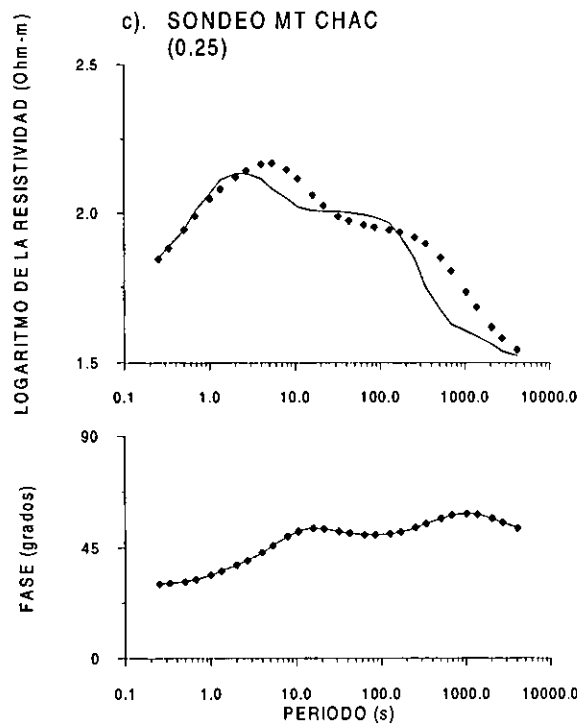
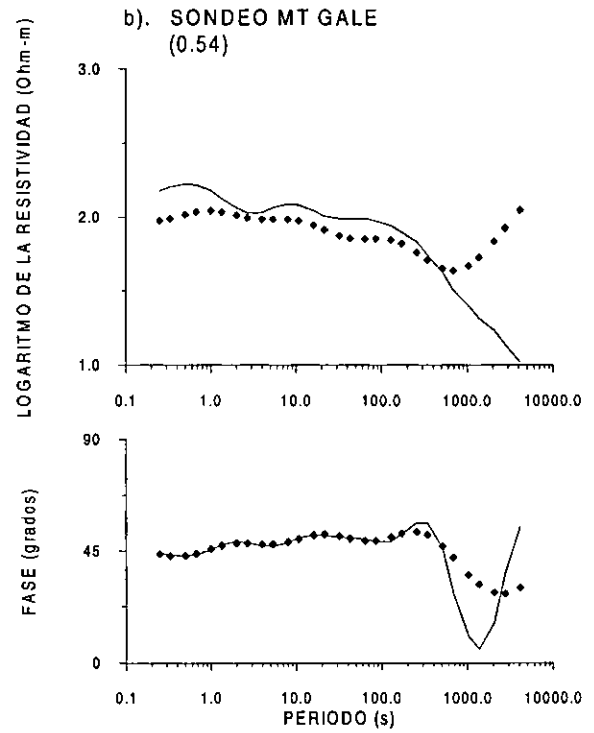
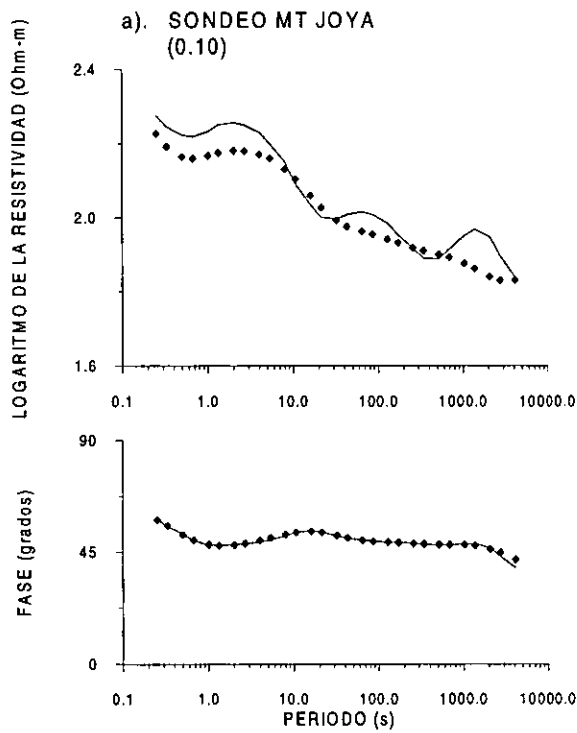


Figura 18. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase promedio (línea continua) y las obtenidas del modelo unidimensional (rombos). Los valores en los parentesis representan el ajuste entre las curvas. Sondeos a) JOYA. b) GALE. c) CHAC. d) HUIT.

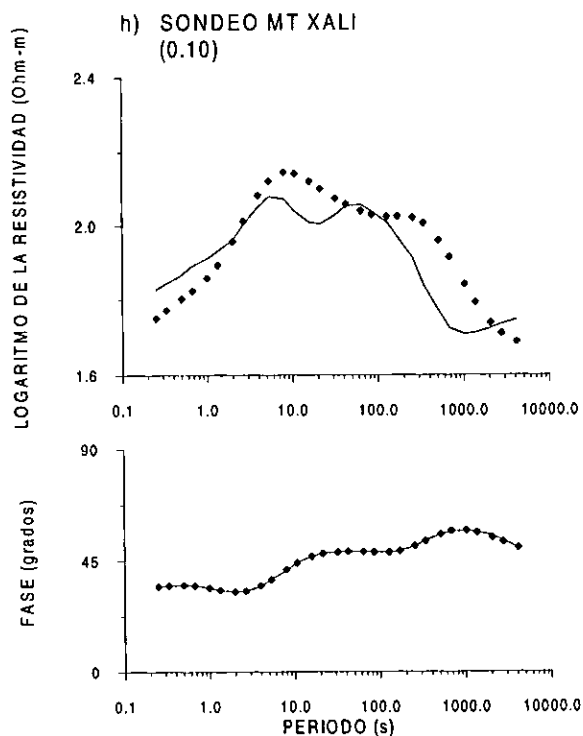
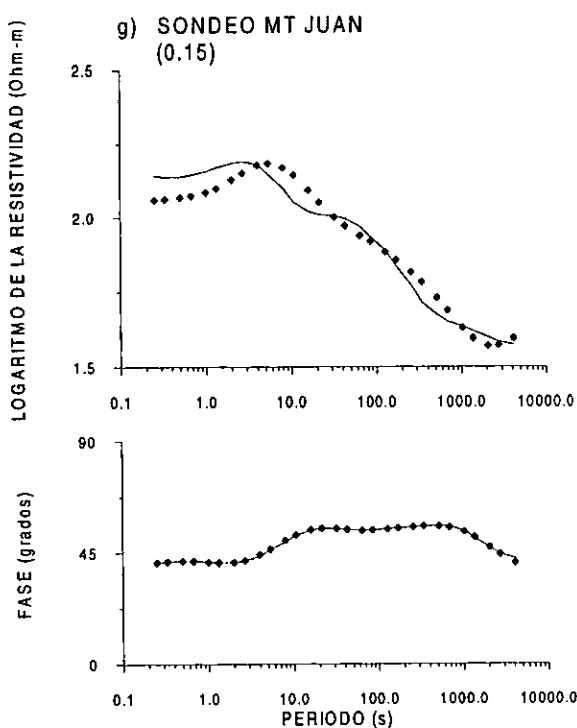
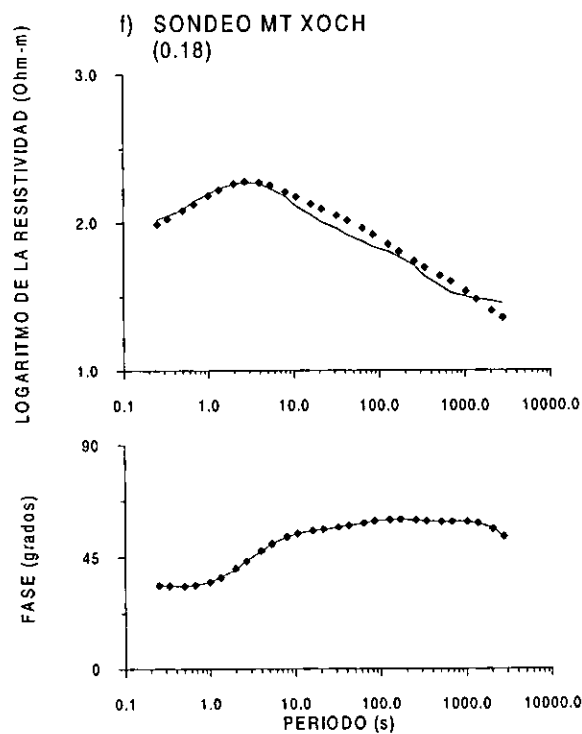
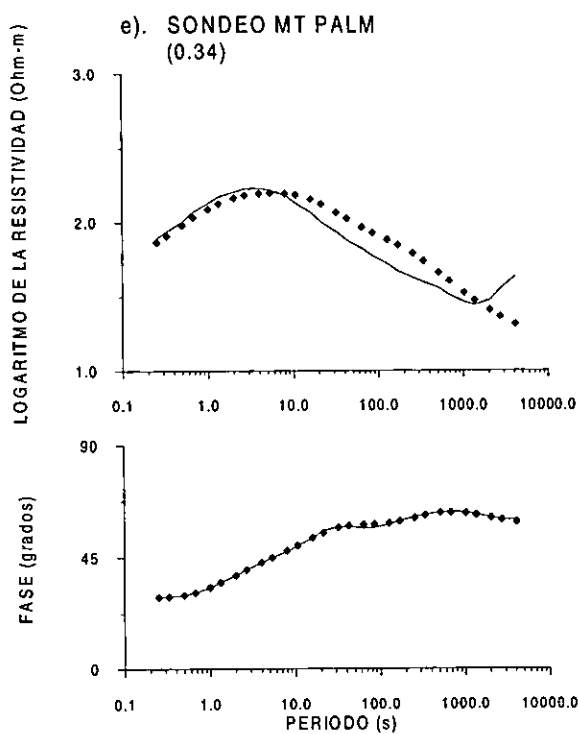


Figura 18. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase promedio (línea continua) y las obtenidas del modelo unidimensional (rombos). Los valores en los parentesis representan el ajuste entre las curvas. Sondeos e) PALM. f) XOCH. g) JUAN. h) XALI.

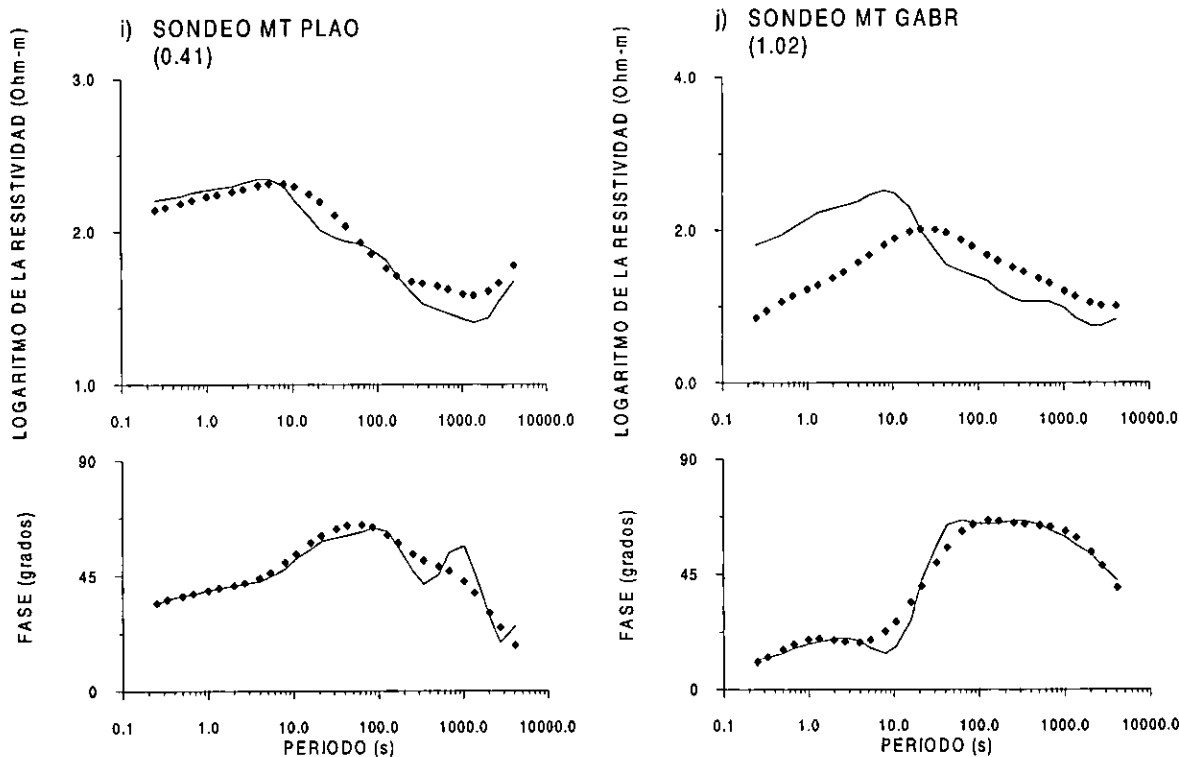


Figura 18. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase promedio (línea continua) y las obtenidas del modelo unidimensional (rombos). Los valores en los parentesis representan el ajuste entre las curvas. Sondeos i). PLAO. j). GABR

Las Figuras 18 a - j muestran los ajustes de la inversión 1D entre los datos de campo y los predichos con el modelo. Los errores de ajuste que se obtuvieron son en general menores al 25% lo que habla de una buena confiabilidad del modelo unidimensional obtenido. Las respuestas de la resistividad aparente del modelo con relación a las curvas de campo es una forma indirecta de comprobar la corrección estática efectuada a los datos. Si las curvas de resistividad estuvieran a diferentes niveles, el método utilizado para corregirlas no sería el más adecuado y obligaría a replantear la corrección, pero en este caso la aproximación obtenida confirma la validez del mismo.

4.2. INVERSION BIDIMENSIONAL

4.2.1. PSEUDOSECCIONES TE Y TM

Un análisis similar al desarrollado con las resistividad aparente y fase de la impedancia invariante se ha llevado a cabo para cada uno de los modos de polarización Transverso Eléctrico y Transverso Magnético (TE y TM respectivamente). En cada caso se han graficado en las Figuras 19 y 20 las pseudosecciones correspondientes de la resistividad aparente y la fase para dar una idea inicial del comportamiento de estos parámetros en relación a las frecuencias. Los contrastes laterales y verticales deben corresponder tanto en fase como en resistividad aparente. La congruencia en la posición de dichas anomalías ayuda a confirmar la eficacia del desplazamiento para la corrección de la distorsión galvánica en las curvas.

Para las pseudosecciones del modo TE (Figura 19) no es muy clara la correspondencia entre los contrastes que observamos verticalmente en la resistividad y en la fase. Sin embargo, las variaciones laterales son consistentes tanto en una como en otra. Las principales discontinuidades laterales de carácter regional se pueden ubicar aproximadamente entre los sondeos ACAH y CHAC y PLAO y BUEN para la pseudosección de resistividad, aunque para la fase el último contacto no es evidente y parece, en cambio, estar ubicado en la estación SASA.

Los contrastes laterales superficiales (< 100 s) se pueden correlacionar razonablemente con zonas de contacto entre terrenos alóctonos. En general, las zonas de baja conductividad se correlacionan bien con los valores altos de fase y viceversa, tal como predice la teoría su comportamiento (Fischer et al., 1992), incluso para períodos mayores a los 100 s, donde parece existir una discontinuidad horizontal que se observa mejor en la pseudosección de resistividad.

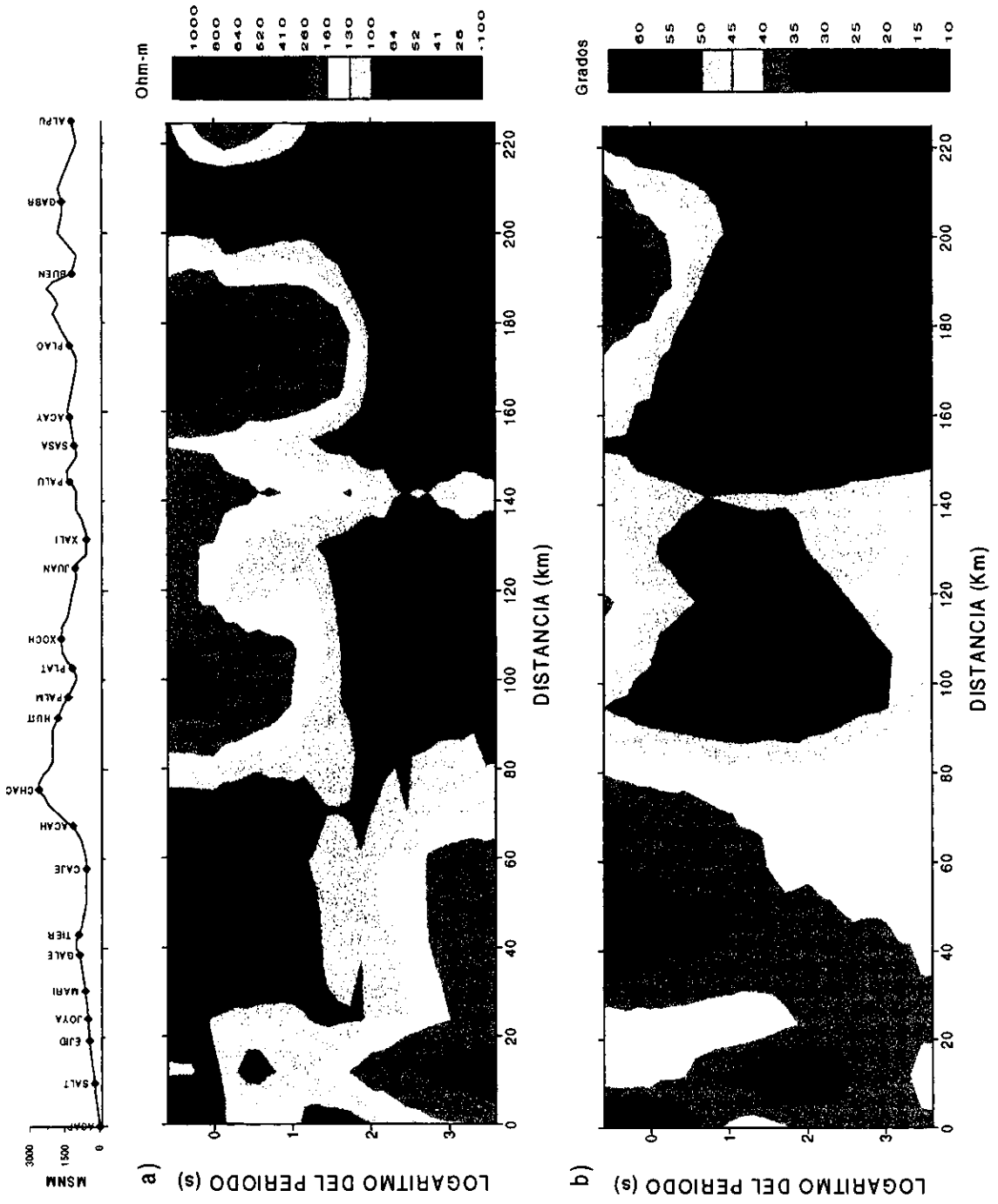


Figura 19. Pseudo secciones para el modo TE de resistividad aparente (a) y fase (b). (Escala vertical en logaritmo base 10).

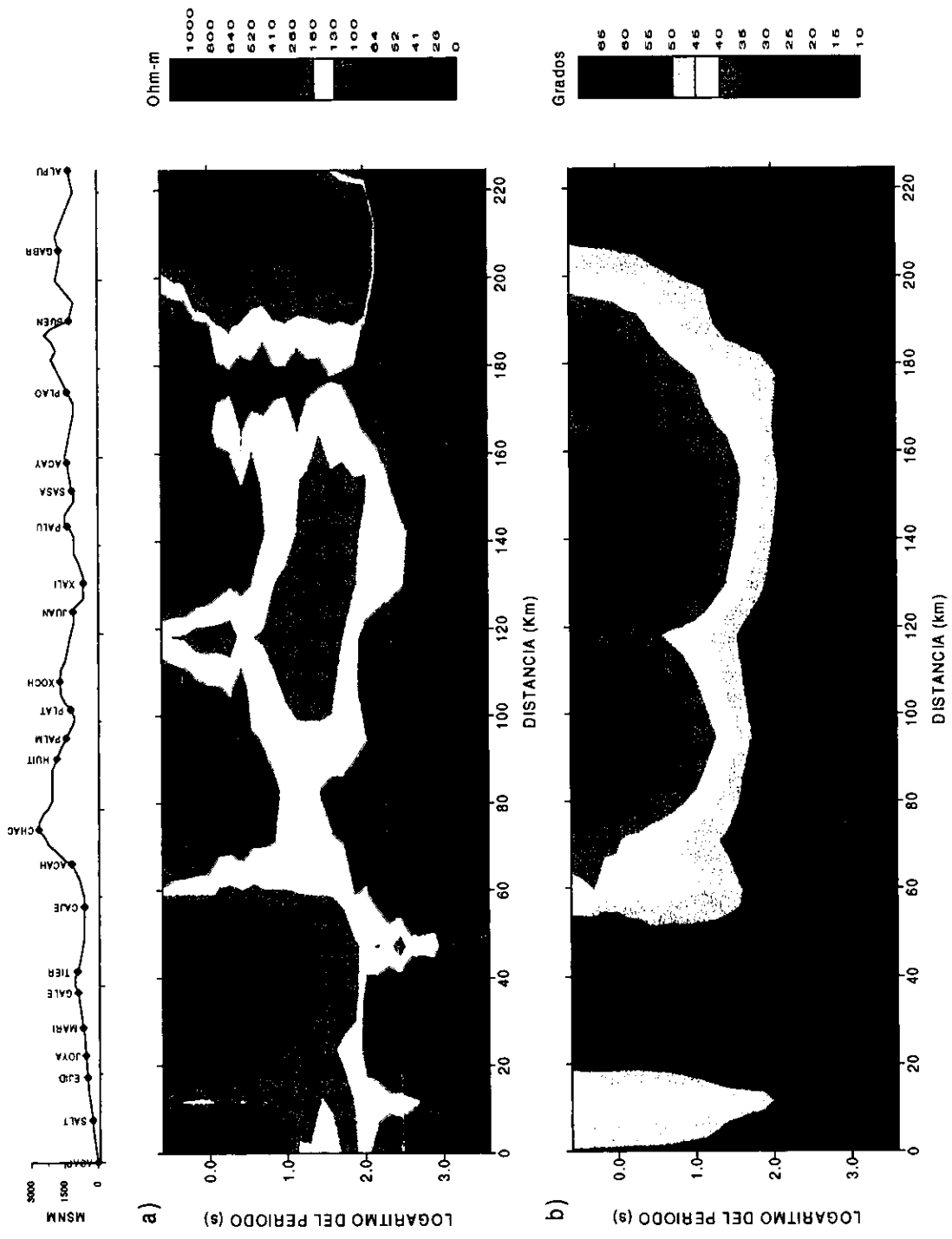


Figura 20. Pseudosecciones para el modo TM de resistividad aparente (a) y fase (b). (Escala vertical en logaritmo base 10).

La discontinuidad bajo la estación PALU presente en el modo TE, parece estar ocasionada por contrastes laterales del comportamiento del subsuelo (1D/2D) y que se visualiza en el análisis de distorsión (Figura 9).

Por otro lado, la pseudosección de resistividad para el modo TM (Figura 20) muestra claramente un conductor horizontal entre los 100 y 1000 segundos. Además, se observan las discontinuidades superficiales asociadas a contactos geológicos regionales aproximadamente en los mismos puntos que el modo TE. La pseudosección de la fase es consistente con su contraparte de resistividad.

4.2.2. METODO DE INVERSION POR RELAJACION RAPIDA

El método de inversión bidimensional (2D) por Relajación Rápida (IRR) desarrollado por Smith and Booker (1991), es un método iterativo, eficiente y rápido. En el método convencional, la matriz F de las derivadas parciales de los campos E y H con respecto a los parámetros espaciales se calcula a partir de un modelo inicial. Una vez que éstas han sido calculadas se aplica una descomposición de valor singular (p.e., Press et al., 1988) o se encuentra la inversa FF^T para predecir cual gradiente de conductividad (en otras palabras, que perturbación) mejora el ajuste entre los datos de campo y los teóricos. La diferencia principal que proporciona el método IRR consiste en aproximar los gradientes laterales de los campos E y H por los valores de su iteración precedente. La perturbación de conductividad en cada estación puede ser calculada resolviendo un problema inverso muy próximo al caso 1D. El cálculo de los residuales y de los campos requiere de un solo modelo directo, que se lleva a cabo a partir de las diferencias finitas. La interpolación horizontal de σ obtenida de la inversión pseudo 1D y la modelación directa 2D, se realiza a partir de un polinomio cúbico, lo cual garantiza su continuidad a lo largo del modelo excepto en la frontera Tierra-aire.

Las ecuaciones de campo cuando la dirección x está alineada (o es paralela) al rumbo de la

estructura regional (modo de polarización TE), y perpendicular a este y z positivo hacia abajo pueden escribirse como

$$\begin{aligned}\nabla^2 E_x &= -i\omega\mu_o \frac{1}{\rho}(y, z)E_x \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} &= i\omega\mu_o H_y\end{aligned}\quad (45)$$

donde ω la frecuencia angular y $\sigma=1/\rho$ es la conductividad del medio. La determinación de la sensibilidad de los datos a las variaciones de conductividad se lleva a cabo a partir de (Oldenburg, 1978)

$$\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + \left\{ \frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} \right\} + i\omega\mu_o \frac{1}{\rho} = 0 \quad (46)$$

El término entre corchetes representa el gradiente lateral del campo, sin el cual la ecuación representa la inducción en un modelo 1D.

Si se define la variable ∇ (estrechamente relacionada con el concepto de impedancia magnetotelúrica) como:

$$\nabla = \frac{1}{E} \frac{\partial E}{\partial Z} = i\omega\mu_o \frac{H_y}{E_x} \quad (47)$$

que representa a los datos en la superficie cuando $Z=0$. De esta definición la ecuación (46) se puede reescribir como:

$$\frac{\partial \nabla}{\partial Z} + \nabla^2 + \left\{ \frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} \right\} + i\omega\mu_o \sigma = 0 \quad (48)$$

Asumiendo que los gradientes verticales de los campos son generalmente mayores que los gradientes horizontales debido a los efectos de la profundidad peculiar, se puede hacer la aproximación:

$$\frac{1}{E} \frac{\partial^2 E}{\partial y^2} = \frac{1}{E_0} \frac{\partial^2 E_0}{\partial y^2} \quad (49)$$

Sustituyendo en la ecuación (48) y desechando los términos de segundo grado se tiene

$$\frac{\partial}{\partial z} \delta \nabla + 2 \nabla_0 \delta \nabla + i \omega \mu_0 \delta \sigma = 0 \quad (50)$$

que puede ser representada en su forma integral agregando un término que la complete, de donde resulta que

$$\delta \nabla(y_i, 0) = \frac{i \omega \mu_0}{E_0^2(y_i, 0)} \int E_0^2(y_i, z) \delta \sigma(z) dz \quad (51)$$

en donde $\delta \nabla = \nabla - \nabla_0$. Como los residuales son las diferencias entre las mediciones y los valores calculados σ_0 , entonces la ecuación anterior se puede utilizar para la inversión (pseudo 1D) de un sitio. Es decir, se puede encontrar $\delta \sigma$ que se aproxime a σ_0 a partir de σ que proporcione el mejor ajuste. Los campos son nuevamente calculados y se recomienza el proceso hasta que el error es menor que un valor límite definido con anterioridad.

Las ecuaciones de campo para el modo de polarización TM están dadas por

$$\begin{aligned} \nabla^2 H_x + \nabla \rho \cdot \nabla H_x &= -i \omega \mu_0 H_x \\ y \quad \rho \frac{\partial H_x}{\partial z} &= E_y \end{aligned} \quad (52)$$

La primera de éstas ecuaciones se puede escribir como:

$$\frac{1}{H_x} \frac{\partial \left(\frac{1}{\sigma} \right)}{\partial z} \frac{\partial H_x}{\partial z} + \left\{ \frac{1}{H_x} \frac{\partial \frac{1}{\sigma}}{\partial y} \frac{\partial H_x}{\partial y} \right\} + i\omega\mu_0 = 0 \quad (53)$$

y definiendo U como

$$U = \frac{1}{\sigma H} \frac{\partial H}{\partial z} = \frac{E_y}{H_x} = Z_{yx}$$

se puede demostrar que el residual para este caso es

$$\partial U = \frac{1}{H_0^2(y_i, 0)} \int E_0^2(y_i, z) \delta\sigma \partial z \quad (54)$$

en donde E_0 se determina usando la segunda ecuación de (52) y el campo H_0 satisface la primera de ellas con $\sigma = \sigma_0$.

Las ecuaciones (51) y (54), llamadas derivadas pseudo-Frechet, pueden ser invertidas independientemente (modos TE y TM respectivamente) o bien pueden ser combinadas ambas para realizar una inversión simultánea.

La inversión llevada a cabo en este estudio consistió en una inversión simultánea de los dos modos con la idea de preservar los rasgos estructurales observados en el modo TE y la simplicidad del modelo horizontal del modo TM, observada ésta última en la pseudosección correspondiente.

4.2.3. MODELO BIDIMENSIONAL

Para la inversión, el espaciamiento de los nodos verticales se fija a un valor menor que un décimo de la profundidad peculiar obtenida para ρ_a a partir del período más largo. Los nodos horizontales fueron ubicados debajo de las estaciones a lo largo del perfil. Un ejemplo del archivo de entrada se incluye en el apéndice 2. El modelo inicial utilizado se basó en el resultado obtenido de la inversión unidimensional realizado anteriormente.

De los 23 sondeos realizados para este perfil las estaciones EJID y ACAH no se consideraron en la inversión, la complejidad del subsuelo en estos sectores de acuerdo con la forma de las curvas de resistividad aparente (xy y yx) y el análisis de distorsión mostraba anisotropías tridimensionales que podrían crear anomalías en los resultados.

Los valores de resistividad aparente y fase para las frecuencias altas (4 Hz - 10 s) no se utilizaron en la obtención del modelo; su eliminación reduce la calidad de la información de los primeros kilómetros, lo cual no interfiere con los resultados que se obtengan a nivel del basamento cortical.

El programa utilizado para la inversión permite disminuir el peso para algunos de los datos de resistividad y fase (modo TE o TM) de acuerdo al período cuyos valores esten ocasionando ruido en los resultados del modelo, de esta forma se trata de darle mas énfasis a los valores de las fases que se presentan menos distorsionados (Fischer et al., 1992) y a las resistividades del modo TM que permiten visualizar mejor los cambios en profundidad. El modo TE, se presentan más afectado por las distorsiones laterales ocasionadas por heterogeneidades, los valores de la resistividad son más propensos a alterarse por estas distorsiones, es por ello que varios de estos valores no se toman en cuenta para generar este modelo.

En el modelo de inversión simultánea obtenido con base en los modos de polarización TE y TM (Figura 21) se observa claramente el incremento de la resistividad con la profundidad para la mayor parte de la sección hasta una profundidad de entre 1 y 10 kilómetros a partir de la cual vuelve a aparecer una zona conductiva continua lateralmente y que se observa con una inclinación suave hacia el interior continental. Entre los 180 - 200 kilómetros al interior del perfil se presenta una zona con resistividad alta y que se manifiesta desde una profundidad aproximada de 50 km hasta la superficie. Lo más importante que esta imagen eléctrica visualiza es la presencia del conductor cuya profundidad va de 20 km en la costa hasta 70 km o más a la altura de la estación BUEN y que se presenta subhorizontal

La confiabilidad del modelo se apoya en los residuales que se muestran en las Figuras 22 y 23. En estas figuras se puede observar que las zonas donde existe mayor error de ajuste están muy localizadas. Los errores asociados son en general mayores para la fase en el modo TE. Los datos generados por el modelo en su mayor parte muestran valores muy similares a los obtenidos por el muestreo de campo, con muy pocas zonas donde la información se aleja una de otra. En general estos valores muestran la alta aproximación que poseen los datos de resistividad aparente y fase sintéticos con los de campo calificando la confiabilidad que se le puede dar al resultado. Un error de ajuste entre los resultados sintéticos y los datos de campo fué ponderado para el modelo final en 11% que igualmente no desmiente lo que anteriormente se ha afirmado.

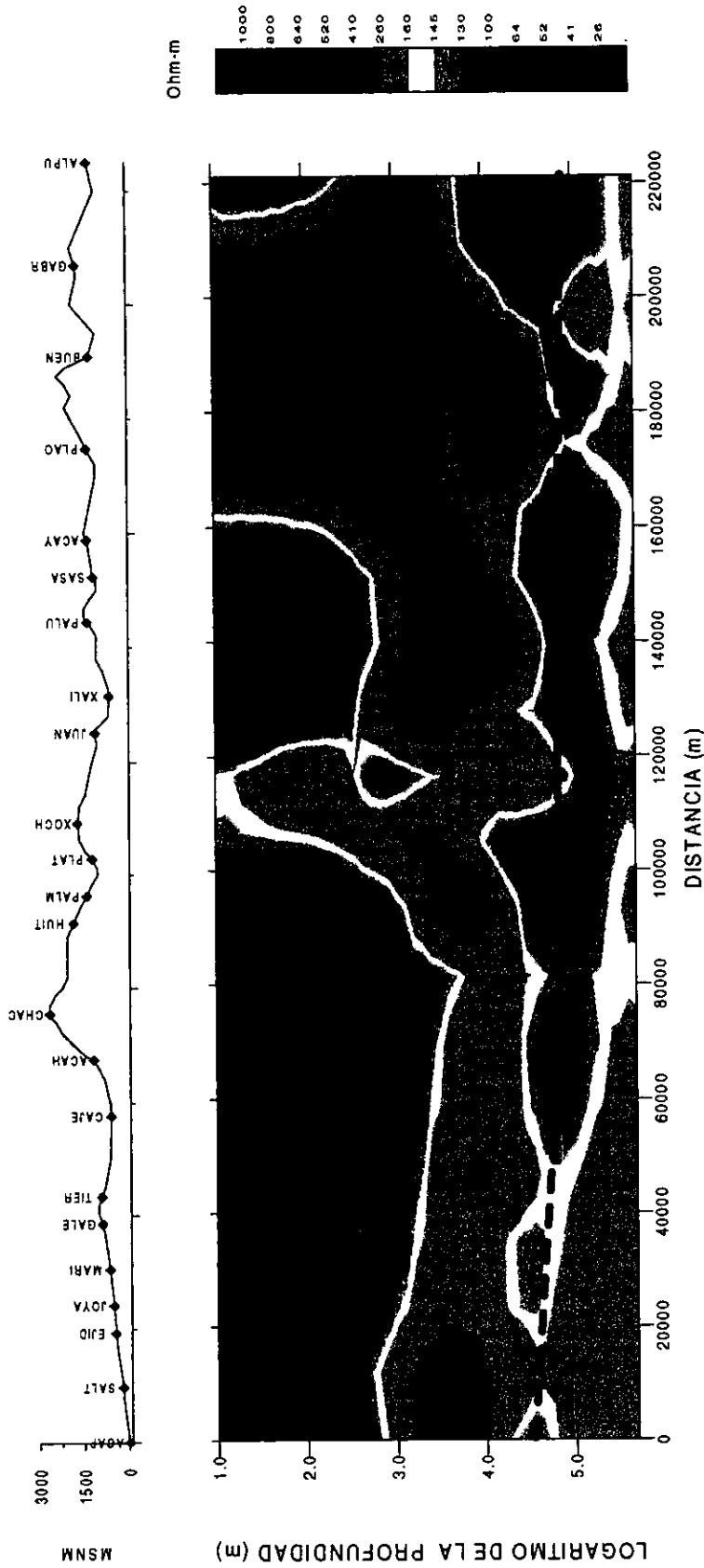


Figura 21. Modelo de inversión bidimensional de relajación rápida (Smith y Booker, 1991) a partir de los modos de polarización TE y TM. Incluye 21 estaciones con 19 frecuencias entre 10s-4096s. La línea punteada corresponde al centro del conductor. Presenta una inclinación de 19° los primeros 100 km desde la costa y se subhorizontaliza a partir de este punto. (Escala vertical logaritmo base 10).

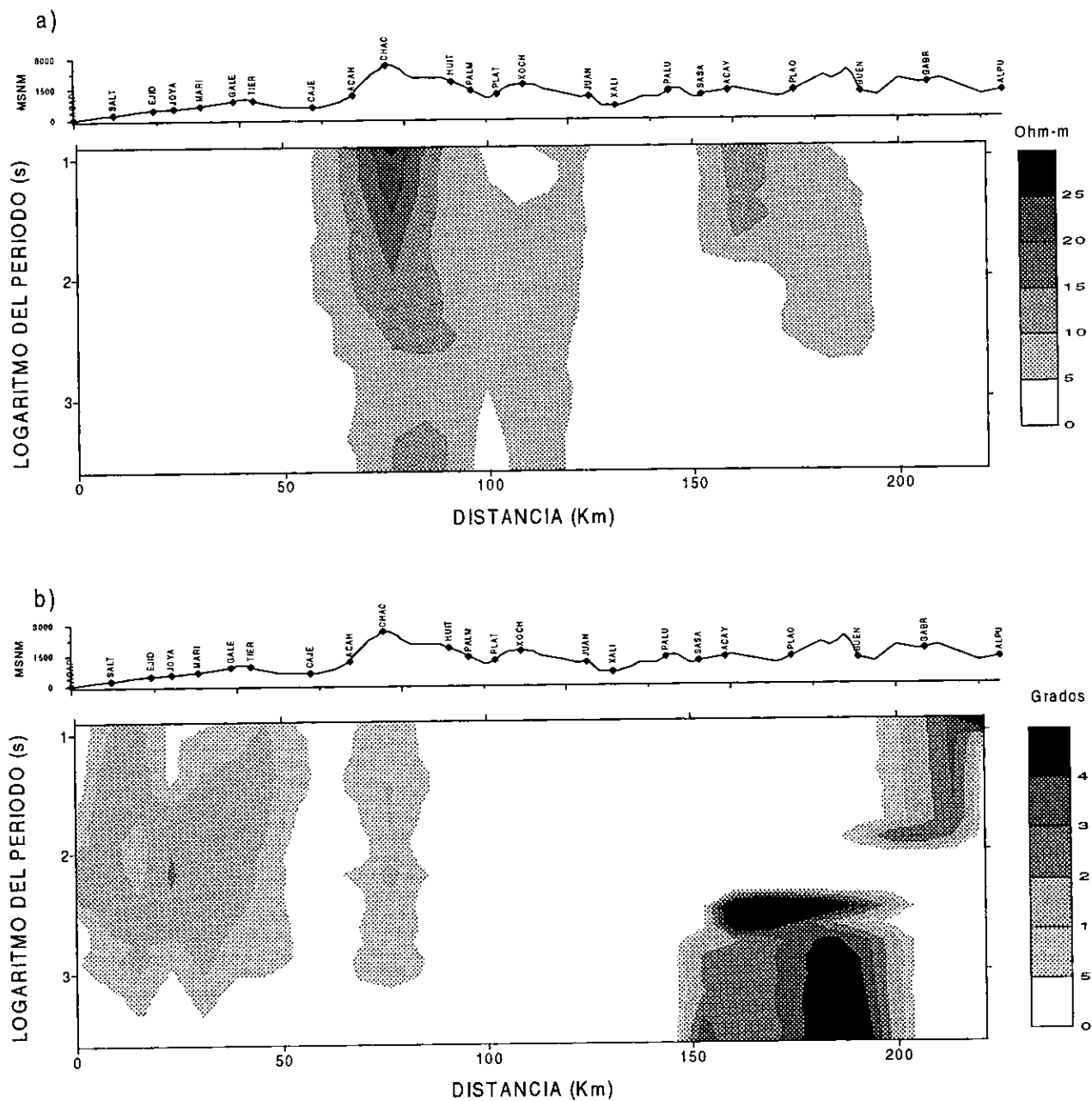


Figura 22. Valor absoluto de los residuos entre el modelo bidimensional obtenido y los datos de campo para el modo de polarización TE. a) Resistividad aparente. b) Fase. (Escala vertical en logaritmo base 10).

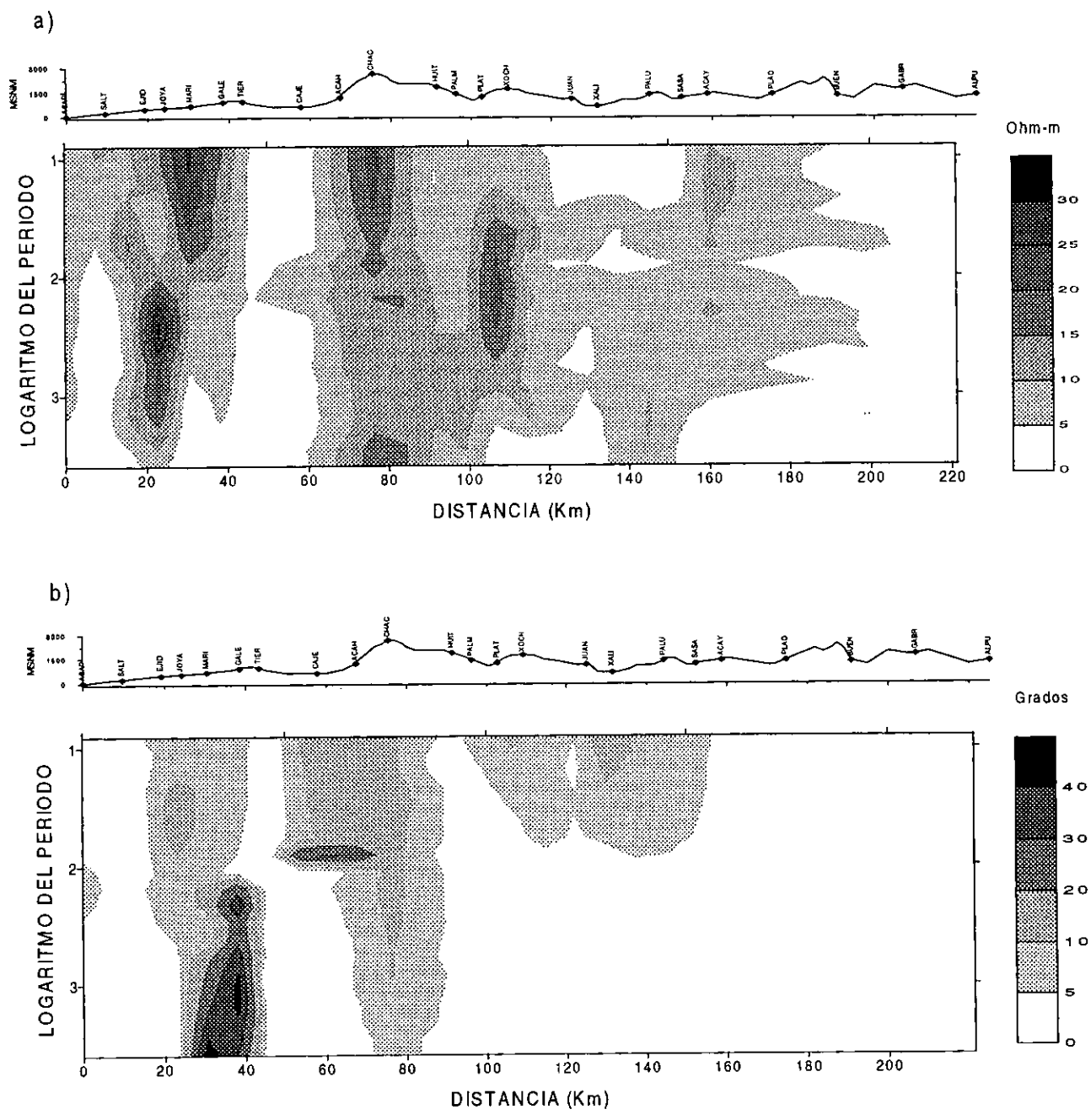


Figura 23. Valor absoluto de los residuos entre el modelo bidimensional obtenido y los datos de campo del modo de polarización TM. a) Resistividad aparente. b) Fase.

5. RESULTADOS

5.1. GEOMETRIA DE LA INTERFASE

A pesar de la presencia de distorsión superficial y corrimiento estático en un buen número de estaciones magnetotelégrafas, los resultados que se obtienen después de las respectivas correcciones son significativamente consistentes en cuanto a la existencia de un conductor subhorizontal a profundidades de corteza inferior.

La primera impresión del conductor, aunque solo de forma cualitativa, se obtuvo a partir del mapeo de la resistividad y la fase en pseudosecciones. Las pseudosecciones de ρ_{PR} y Φ_{PR} proporcionan una definición mayor del conductor que las pseudosecciones correspondientes a los dos modos de polarización independientes. La Figura 16 muestra la primeras, en donde se puede apreciar que a partir de los 10 segundos las resistividades disminuyen por debajo de los 30 Ohm-m con un respectivo incremento de la fase. Aunque no se aprecia la forma del conductor, se advierte su distribución en el subsuelo que aparece básicamente horizontal.

Las Figuras 19 y 20 muestran las pseudosecciones de los modos TE y TM respectivamente. El modo TE, en el cual el flujo de corriente es a lo largo de la estructura, es decir a lo largo de la placa subducente, muestra un conductor discontinuo en ρ y ϕ que refleja parcialmente contactos estructurales superficiales, particularmente el contacto de los terrenos Xolapa con Guerrero. Con menos intensidad se aprecia también el contacto lateral de los terrenos Guerrero y Mixteco en la parte norte del perfil. Las pseudosecciones para el modo TM (Figura 20), además de mostrar las zonas de contacto entre los terrenos mencionados

muestran el conductor ligeramente buzando hacia la parte continental.

El análisis de distorsión, sintetizado en la Figura 9, demostró que en su conjunto el subsuelo a lo largo del perfil tiene una componente bidimensional muy importante. Sin embargo, un buen número de estaciones eran o podrían aproximarse al caso 1D a partir de las invariantes rotacionales ρ_{PR} y ϕ_{PR} . El resultado de la inversión unidimensional de dichas estaciones, que suman 10, se muestra en la Figura 17, en la cual se puede apreciar de forma clara la presencia de un conductor levemente inclinado cuya resistividad es menor a los 100 Ohm-m y cuya profundidad varía entre los 20 y 70 km desde la línea de costa. El ángulo de inclinación del mismo es de 13° aproximadamente.

El análisis bidimensional de los datos se llevó a cabo invirtiendo los modos TE y TM por separado y de forma simultánea. Los mejores resultados, a juzgar por la magnitud de los residuales, se obtienen de la inversión conjunta. El resultado se muestra en la Figura 21 en donde, una vez más, se observa un conductor bien definido cuya resistividad es menor de 100 Ohm-m. La trayectoria del mismo muestra más detalle que la obtenida a partir del modelado 1D. A pesar de que su inclinación es suave y se puede aproximar con una línea de pendiente única, es posible observar que presenta un mayor gradiente entre los 20 y 90 km de la costa; a partir de este punto su inclinación es casi nula.

La existencia de un ángulo de rumbo estructural consistente a lo largo del perfil proporciona solidez al modelo 2D a la vez que permite definir los dos modos de polarización para la zona de estudio. El ángulo aproximado de la estructura regional de 18° , encontrado a partir de la combinación de dos métodos diferentes y de un análisis estadístico posterior, se asocia con el azimut del conductor, es decir, es un indicativo de la dirección de subducción con respecto al norte, asumiendo que el flujo de corriente principal es a lo largo de la interfase.

El espesor de la corteza oceánica ha sido referido por varios autores entre 5 y 8 km

(Meissner, 1986; Turcotte y Schubert, 1982). Para el sector de Guerrero, estudios sísmológicos han propuesto que la placa de Cocos presenta un espesor de 8 km (Valdés, 1986). Teniendo como base este resultado, el tope y la base de la placa se ubican 4 km arriba y abajo respectivamente del valor mínimo del conductor. De esta manera se tiene una Placa de Cocos buzante 19° en una dirección $N18^\circ E$ entre la costa y 100 kilómetros al interior del continente, a partir de donde se subhorizontaliza con una inclinación menor de 5° alcanzando una profundidad de 70 kilómetros, 220 kilómetros al interior del continente (Figura 24).

Como se ha mencionado con anterioridad el conductor observado se asocia a la interfase entre la placa oceánica y la continental, las cuales se encuentran en movimiento relativo a lo largo y ancho de una superficie de desprendimiento ("detachment"). En algunas regiones de convergencia, el conductor observado no se relaciona directamente con la interfase entre las placas sino con una zona de fluidos atrapados a profundidades de corteza media (Kurts et al., 1986). Sin embargo, los resultados obtenidos de un modelado de datos térmicos aproximadamente 200 km al este del transecto magnetoteléxico (Arzate, 1994) sugieren que dadas las características de bajo flujo térmico y rápida velocidad de convergencia, no es posible que se den las condiciones para que exista migración de fluidos y precipitación de silicatos, que permitan la formación de un sello que los mantenga atrapados al nivel de la isoterma de 350° (p.e., Hyndman, 1988). Con base en estos argumentos, el conductor observado cuya profundidad varía entre los 20 y 70 km entre la costa y la ciudad de Cuernavaca respectivamente, se puede comparar directamente con otros modelos geofísicos obtenidos para la interfase.

5.2. COMPARACION CON OTROS METODOS GEOFISICOS

Son varios los estudios geofísicos tendientes a determinar la geometría de la interfase de las placas de Cocos y Norte América entre el Puerto de Acapulco y la ciudad de Cuernavaca.

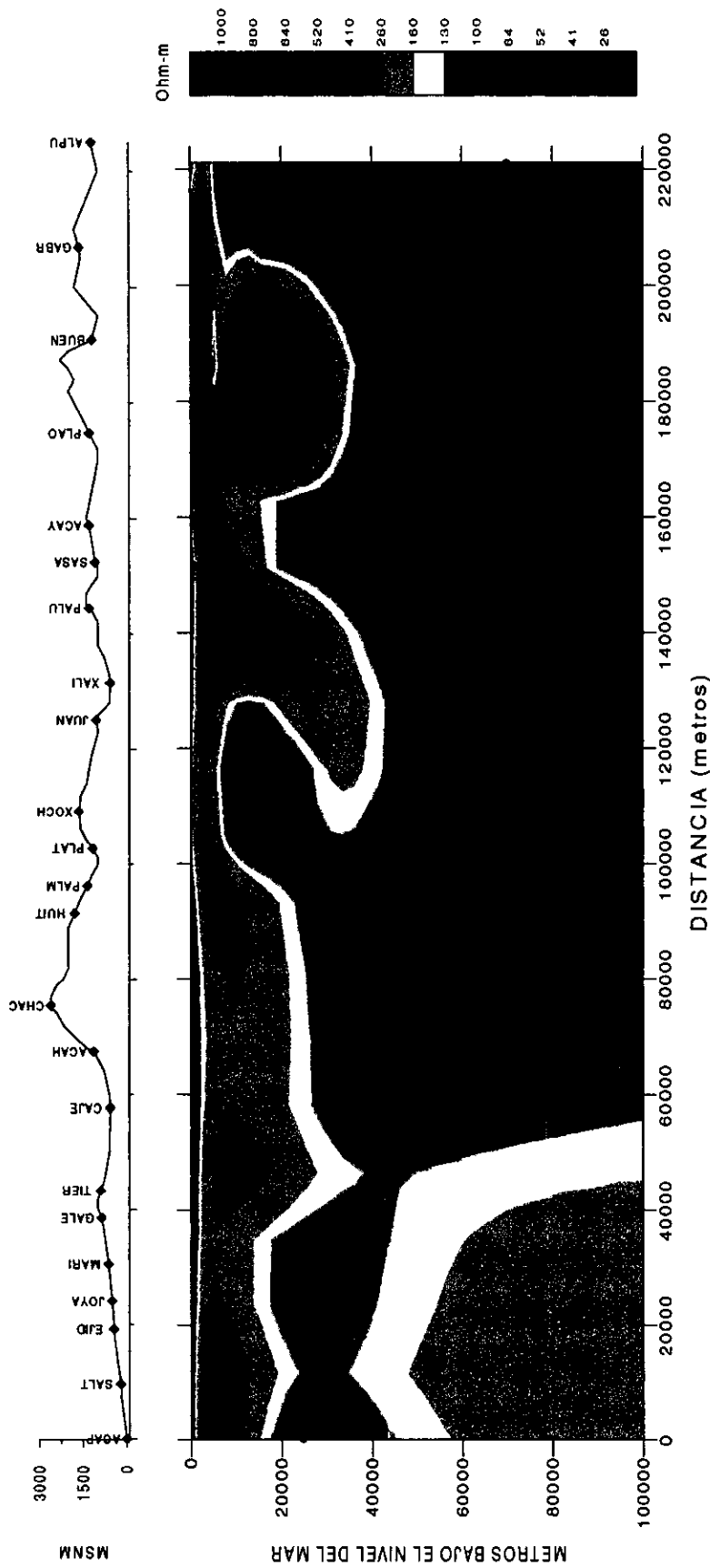


Figura 24. Modelo de inversión bidimensional de relajación rápida (Smith y Booker, 1991) a partir de los modos de polarización TE y TM. Incluye 21 estaciones con 19 frecuencias entre los 10s-4096s. Escala vertical lineal, representa profundidades verdaderas. La línea corresponde al conductor asociado a la interfase entre la corteza oceánica y la corteza continental.

Los estudios basados en la sismicidad asociada al proceso de subducción han contribuido a definir la geometría que guarda la placa oceánica subducente con la continental. Entre ellos se puede mencionar el trabajo de Valdés-González y Meyer (1996) basados en el análisis de los tiempos de arribo de las ondas P y S de las réplicas del sismo de Petatlán. A partir del estudio de estos parámetros los autores delimitan la estructura de velocidades compresionales y, de estas, la geometría de la zona de subducción al norte de Acapulco, entre Petatlán y la ciudad de México. De esta manera definen una zona de Wadati-Benioff de 8 a 10 km de espesor con un buzamiento de 10° en dirección N34E. La profundidad de esta zona varía aproximadamente entre los 15 y los 60 km entre la costa y la ciudad de Cuernavaca.

Por otro lado, Pardo y Suárez (1995), basados en una cuidadosa localización de terremotos locales y telesísmos determinan la distribución de profundidades de la placa de Cocos bajo la de Norte América en el sur de México. Sus resultados sugieren que en el área de Guerrero, la placa se subduce subhorizontalmente. Suárez et al. (1992) en un estudio de refracción a lo largo de la costa, encuentra un espesor de 23 km para la corteza continental, lo cual sugiere que el contacto con la placa oceánica ocurre a esta profundidad.

La Figura 25 muestra la comparación entre los modelos sísmicos de la zona para la interfase corteza oceánica - corteza continental y la interfase obtenida a partir del presente estudio magnetotelúrico. Como se puede apreciar, la correlación entre el modelo sísmico de Suárez et al. (1992) y el eléctrico de este trabajo es considerablemente más consistente que la observada con el modelo de Valdés-González y Meyer (1996).

En la Figura 25 se incluye el modelo térmico propuesto por Ziagos et al. (1985), con base en los valores de flujo de calor observado en la superficie a partir de los cuales se obtienen estimaciones de flujo térmico dentro de la corteza, donde sugiere una interfase de subducción inclinada 16° con respecto a la horizontal y una profundidad de 70 km a una distancia de 250 km desde la trinchera. Este modelo muestra un buen ajuste con el modelo

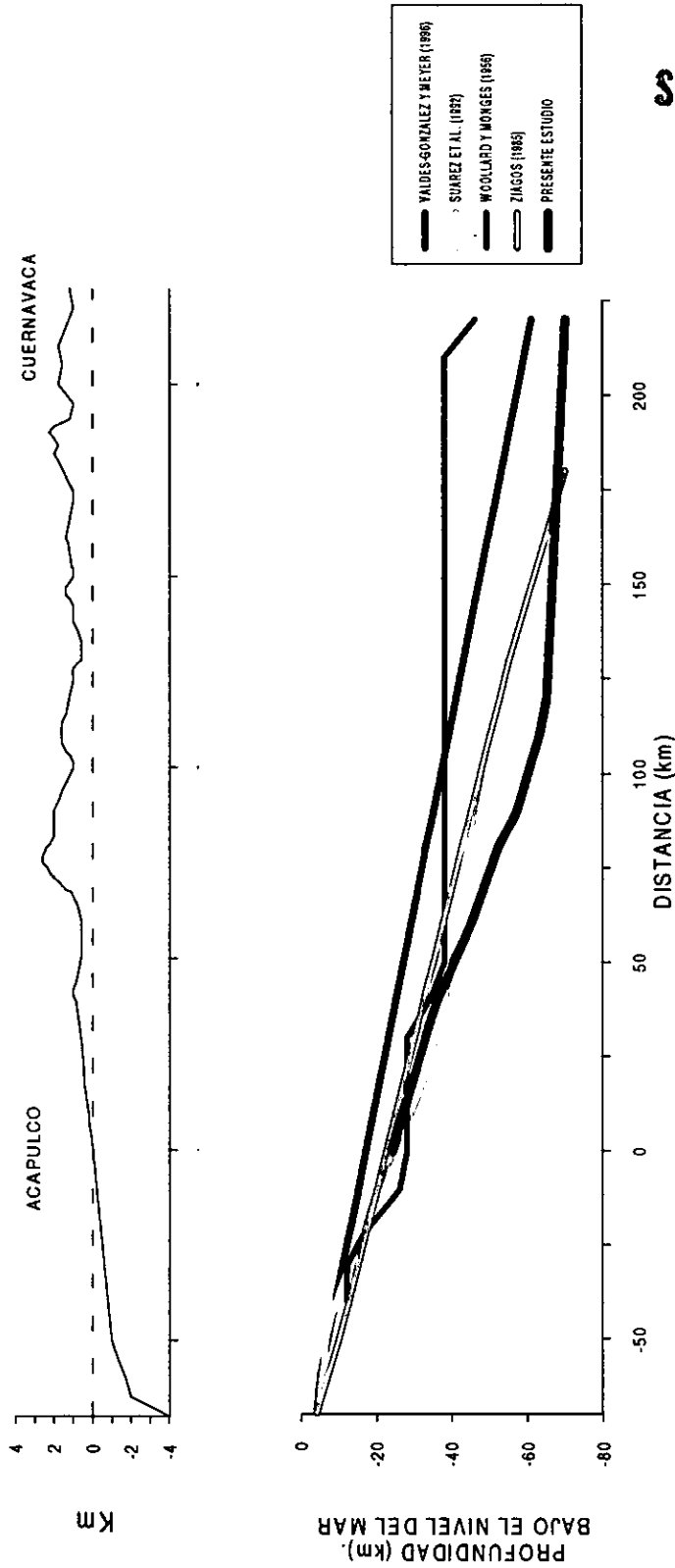


FIGURA 25. Comparación de diferentes modelos geométricos de la interfase entre las placas de Cocos y Norte América obtenidos por otros estudios geofísicos. En la escala horizontal y vertical 0 referencia a la línea de costa y el nivel del mar respectivamente.

del presente estudio, después del sísmico de Suárez et al. (1992) y, dada la inclinación que tiene se puede considerar como el “promedio” de la curva definida por el método magnetotelúrico.

La estructura de la corteza y el manto superior en la región centro occidental de México, también ha sido investigada a partir del análisis de anomalías de Bouguer (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Campos-Enriquez et al., 1995; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). Wollard y Monges (1956; en Urrutia-Fucugauchi, 1986), realizan un estudio gravimétrico que coincide con la localización del perfil magnetotelúrico. A pesar de que hay concordancia entre ambos modelos en la parte cercana a la costa, existe una divergencia considerable a partir de los 50 km desde la costa. El modelo gravimétrico muestra una corteza cuyo espesor aumenta desde la margen continental en el Océano Pacífico hacia el interior del continente, con espesores máximos bajo el Eje Neovolcánico y la Sierra Madre Occidental de entre 40 y 46 km. Sin embargo esta discrepancia parece deberse a que los autores están modelando la estructura de la corteza continental en vez de la interfase corteza oceánica - corteza continental. Otros estudios gravimétricos más recientes (Arzate et al., 1993; Valdés et al., 1986) a lo largo de un perfil paralelo muestran una muy buena correlación en profundidad e inclinación entre una interfase de alta densidad y la parte inferior de la zona de alta conductividad. El contraste de densidad se explica en términos de un medio poroso con fluidos conductores intersticiales sobre un medio no poroso y por lo tanto carente de los mismos.

En general se puede decir que existe congruencia entre los diferentes modelos disponibles para la zona de deslizamiento entre las placas. Es claro que existe la mayor coincidencia entre estos en la zona más próxima a la costa como era de esperarse; la resolución de los métodos geofísicos disminuye con la profundidad. Así, la precisión del modelo eléctrico se considera buena hasta los 180 km de la línea de costa. A partir de este punto se bifurca y posteriormente se ensancha hacia superficie (ver Figura 21). Este ensanchamiento de la zona conductora se puede relacionar a los fluidos que se liberan por efecto de la

“eclogitización” de la placa subducida a esta profundidad y por los magmas que ascienden en esta zona, la cual tiene correspondencia con el frente volcánico (Ferrari, 1998). Es posible que en este punto (es decir alrededor de 220 km de la costa) ocurra un cambio drástico en el ángulo de subducción y que este sea, de hecho, el origen de la generación de magmas que mantiene activos a un buen número de volcanes en la zona central de México. Sin embargo, la ausencia de datos en el presente estudio no permite observar este cambio en la subducción, por lo que hasta ahora, esta afirmación debe considerarse solo una hipótesis.

6. CONCLUSIONES

El análisis de distorsión aplicado a la determinación de la dimensionalidad del medio y el método utilizado para la obtención del ángulo de la estructura regional, constituyen variantes de los métodos originales de Swift (1967; en Vozoff, 1972) y Bahr (1988) que proporcionan mejores resultados que al emplearlos separadamente. La determinación de la magnitud del corrimiento estático representa también una forma novedosa y efectiva de evaluar este tipo de distorsión galvánica en la ausencia de información geofísica complementaria.

La consistencia observada en cuanto a la presencia de un conductor subhorizontal, en las varias etapas de la interpretación bajo consideraciones diferentes, resulta en un modelo eléctrico robusto. Los errores de ajuste obtenidos para el modelo 1D varían en general entre 10% y 25%, mientras que para el modelo 2D los residuales se presentan en su mayor parte por debajo de los 5 Ohm-m y 5 grados para la resistividad y la fase respectivamente para el modo TE, y 5 Ohm-m y 5 grados para la resistividad y la fase para el modo TM. Estos resultados otorgan confiabilidad a los modelos obtenidos.

El conductor que se observa en profundidad en el modelo eléctrico 2D se asocia a la interfase entre la corteza oceánica subducente y la corteza continental que le sobreyace. Esta varía en profundidad y ángulo a lo largo del transecto; en la costa se encuentra a 23 kilómetros y se inclina un ángulo de 19° en dirección N18°E el cual disminuye a menos de 5° a una distancia de alrededor de 100 km desde la costa, alcanzando una profundidad máxima de 70 km a los 220 km desde el mismo punto.

Parece razonable que la presencia de fluidos mineralizados localizados en la parte superior de la placa oceánica y arrastrados a profundidades de corteza inferior, son los responsables de la clara definición del conductor observado. A pesar de que la zona conductiva aparece continua a lo largo de la subducción, es de esperarse que los fluidos cambien a una fase sólida a cierta distancia (y profundidad) de la trinchera, conservando sin embargo una estructura cristalina favorable a la inducción eléctrica.

Los resultados obtenidos constituyen una prueba adicional a otro estudio similar (Arzate et al., 1995) de que el método magnetotelúrico puede ser utilizado para mapear la zona de subducción a lo largo de la costa del Pacífico. La gran resolución obtenida y la relativa facilidad de la logística del método, que no depende de arreglos de estaciones complicadas ni está sujeto a la ocurrencia de sismos, lo convierte en una técnica atractiva y accesible para este propósito.

Otro resultado relevante del presente estudio se refiere a la sensibilidad del método magnetotelúrico para ubicación de los contactos entre terrenos alóctonos. La respuesta característica del tensor de impedancia a la estructura de diferentes unidades tectónicas, ha permitido corroborar las zonas de contacto entre los terrenos Xolapa y Guerrero y entre el Mixteco y el Guerrero. Así, la obtención de datos magnetotelúricos de buena calidad permiten también el estudio paralelo de eventos tectónicos más complejos que ocurren en la corteza continental sin la necesidad de aplicar complejos esquemas de inversión multidimensional; el análisis de distorsión del tensor por si solo proporciona elementos para la localización de estos contactos.

BIBLIOGRAFIA

- Alabi, A.Q., Camfield, P.A. & Gough, D.I., 1975.** The North American Central Plain anomaly. *Geophysical Journal Royal Ast. Soc.*, v 43, pp 815-834.
- Anderson, J.C., Bodin, P., Brune, J.N., Singh, S.K., Quass R. & Otañe, M., 1986.** Strong ground motion and source mechanism of the Mexico earthquake of September 19, 1985 ($M_S=8.1$). *Science*, v 233, p 1043-1049.
- Argawal, A.K., Helena E. Poll & Weaver J.T., 1993.** One and two dimensional inversion of magnetotelluric data in continental regions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol 81, p 155 – 176.
- Arzate, J.A., 1994.** MT interpretation of the subducting Cocos plate in Oaxaca's continental margin. Ph. D. Thesis. Ecole Polytechnique. Montréal, Canada, 203 p.
- Arzate, J.A., Mareschal, M. & Urrutia-Fucugauchi, J., 1993.** A preliminary crust model of the Oaxaca continental margin and subduction zone from magnetotelluric and gravity measurements. *Geofísica Internacional*, v 32, n 3, pp 441-452.
- Arzate, J.A., Mareschal, M. & Livelybrooks, D. 1995.** Electrical image of the subducting Cocos plate from magnetotelluric observations. *Geology*, v 23, n 8, pp 703-706.
- Bahr, K. 1988.** Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor : regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, v 62, pp 119-127.
- Bahr, K. 1991.** Geological noise in magnetotelluric data a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v 66, pp 24-38.
- Berdichevsky, M.N. & Dimitriev, V.I., 1976.** Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves. In: A. Adám (Editor), *Geoelectric and Geothermal Studies*. KAPG Geophysical Monograph. Akademiai Kiado, Budapest, pp 165 - 221.
- Burbach, G.V., Frohlich, C. Pennington, W.D. and Matumoto T., 1984.** Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *Journal of Geophysical Research*, vol 89, No 89, p 7719-7735.

- Cagniard L., 1953.** Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, v 18, pp 605-635.
- Campa M.F. & Coney P.J., 1983.** Tectono-strathigrafic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, v 20, pp 1040-1051.
- Campos-Enriquez, J.O. & Garduño-Monroy, V.H., 1995.** Los Azufres silicic center (Mexico): inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data. *Journal of volcanology and geothermal research*, v 67, pp 123-152.
- Cantwell, T. & Maden, T.R., 1965.** Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements. *Journal of Geophysical Research*, v 65, pp 4202 - 4205.
- Centeno-Garcia, E., 1994.** Tectonic evolution of the Guerrero terrane, western Mexico. Arizona University .Ph D. tesis.
- Coney, P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H., 1980.** Cordilleran suspect terranes: *Nature*, v 299, pp 329-333.
- Constable, S.C., Parker, R.L., and Constable C.G., 1987.** Occam`s inversion. A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, v 52, n 3, pp 289-300 .
- Demant, A. 1978.** Características de Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Geología. *Revista*, v 2, n 2 , pp 172 - 187.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus D.F., & Stein, S., 1990.** Current plate motions. *Geophysical Journal International*, v 101, pp 425-478.
- EMSLAB GROUP, the, 1988.** The EMSLAB Electromagnetic sounding experiment. *Trans. Am. Geophys.*, v 69, n 7, p 89.
- Fenh, U., Green, K.E., Von Herzen, R.P. & Cathles, L.M, 1983.** *Journal Geophys. Res.*, v 88, p 1033.
- Ferrari, L. 1998.** Comentario personal.
- Fischer, G., Szarka, L., Adam, A. & Weaver, J.T., 1992.** The magnetotelluric phase over 2D structures. *Geophysical Journal International*, v 108, pp 778-786.

Fries, C., Jr, Schmitter, E., Damon, P.E. & Livingston, D.E., 1962. Rocas Precámbricas de edad Grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el Sur de México. Boletín del Instituto de Geología. Unam, v 64, pp 45-53.

Groom, R.W., 1988. The effects of inhomogeneities on magnetotellurics. Geophysics Laboratory Department of physics. University of Toronto. Research in applied Geophysics N 42.

González-Ruiz, J.R. & McNally, K.C., 1988. Stress accumulation and release since 1882 in Ometepec, Guerrero, México: Implications for failure mechanisms and risk assessments of a seismic gap. Journal of Geophysical Research, v 93, pp 6297-6317.

Hermance, J.F. & Pedersen, J., 1980. Deep structure of the Rio Grande Rift. A magnetotelluric interpretation. Journal of Geophysical Research, v 85, pp 3899-3912.

Hyndman, R.D., 1988. Dipping Seismic Reflectors, Electrically Conductive Zones, and Trapped Water in the Crust Over a Subducting Plate. Journal of Geophysical Research, v 93, n B11, pp 13391-13405.

Hyndman, R.D. & Hyndman, D.W., 1968. Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust. Earth Planet. Sci, Lett., v 4, pp 427-432.

Hyndman, R.D. & Shearer, P.M., 1989. Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflections results. Geophysical Journal Interiors, v 98, pp 343-365.

Ingham, M.R., 1988. The use of invariant impedances in magnetotelluric interpretation. Geophysical Journal of Astronomical Society, v 92, pp 165-169.

Jiracek, G.R., Ander, M.E. & Holcombe H.T., 1979. Magnetotelluric sounding of crustal conductivity zones in major continental rifts. In : Robert E. Riecker (De), Rio grande Rift: Tectonics and Magmatism. American Geophys. Union, Washington D.C., pp 209-222.

Jiracek, G.R., Gustafson, E. & Mitchell, P.S., 1983. Magnetotelluric result opposing magma origin of crustal conductors in the Rio Grande Rift. Tectonophysics, v 94, pp 299-326.

Jones, A.G., 1987. MT and reflection: an essential combination. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, v 89, pp 7-18.

Jones, A.G., 1988. Static Shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. Geophysics, v 53, pp 967-978.

- Kurtz, R.D., Craven, J.A., Niblett, E.R. & Stevens, R.A., 1993.** The conductivity of the crust and mantle beneath the Kapuskasing Uplift: electrical anisotropy in the upper mantle. *Geophys Journal Int*, v 113, 483-498.
- Kurtz, R.D., Delaurier, J.M., & Gupta, J.C., 1986.** A magnetotelluric sounding across Vancouver Island sees the Subducting Juan de Fuca Plate. *Nature*, v 312, pp 596-599.
- Marquis, G. and Hyndman, R.D., 1992.** Geophysical support for aqueous fluids in the deep crust: seismic and electrical relationships. *Geophysical Journal International*, v 110, pp 91 – 105.
- Meissner, R., 1986.** *The continental crust; A geophysical approach.* International Geophysics Series, v 34, Academic Press, Inc.
- Morán – Zenteno, D., 1994.** Geology of the Mexican Republic. AAPG, Studies in Geology No 39. Published by the American Association of Petroleum Geologist. USA.
- Nava, F. & et al., 1988.** Structure of the Middle America Trench in Oaxaca, México. *Tectonophysics*, vol 154, pp 241-251.
- Nixon, G.T., 1982.** The relationship between Quaternary volcanism in the central México and the seismicity and structure of subducted oceanic lithosphere. *Geological Society American Bolletin*, vol 93, pp 514-523.
- Nixon, G.T., Demant, A., Armstrong, and Harakal, J.E., 1987.** K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v 26, pp 109-158.
- Oldenburg, D.W., 1978.** One dimensional inversion of natural source magnetotelluric observations. *Geophysics*, v 44, p 1218-1244.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1981.** Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional (México)*, v 20, No 3, p 177-202
- Pardo, M.H., & Suárez, G., 1995.** Shape of the subducted Rivera and Cocos Plates in Southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, v 100, n B7, pp 12357-12373.
- Park, S.K. and Livelybrooks, D.W., 1989.** Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics. *Geophysics*, vol 54, p 1483-1490.

Peacock, S.M., 1990. Fluid Processes in Subduction Zones. *Science*, v 248, pp 329-337.

Pellerin, L. & Hohmann, G.W., 1990. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics*, v 55, n 9, pp 1242-1250.

Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky S.A. & Vetterling W.T., 1988. *Numerical Recipes: the art of scientific computing.* Cambridge University Press.

Schmucker, 1970. Anomalies of geomagnetic variation in the South-Western United States. *Bull. Scripps Inst Ocean. Univ. of Calif. San Diego* 13.

Schwartz, D.P., Cluff, L.S. and Donnelly, T.W., 1979. Quaternary faulting along the Caribbean-North American plate boundary in Central America. *Tectonophysics*, v 52, pp 331-445.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutierrez, F. & Speed, R.C., 1993. *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico.* Geological Society Am. Special Paper 278.

Singh, S.K. & Mortera, F., 1991. Source time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone, age of the plate, and their tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, v 96, pp 21487-21502.

Singh, S.K. & Pardo, M., 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophysical Research Letters*, v 20, n 14, pp 1483-1486.

Smith, D.R., 1974. *Variational methods in optimization:* Prentice-Hall, Inc

Smith, J.T. and Booker, J.R., 1991. Rapid inversion of two- and three-dimensional Magnetotelluric Data. *Journal of Geophysical Research*, v 96, no B3, pp 3905-3922

Spranger, M., 1994. GEOLIMEX: Eine erste geotransverse durch Süd Mexiko. Auswertung des refraktionsseismischen Profils. Dissertation Doktorgrades. Universität zu Kiel. 150 pp.

Stanley, W.D., Mooney, W.D., Fuis, G.S., 1990. Deep crustal structure of the Cascade Range and surrounding regions from seismic refraction and magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research*, v 95, n B12, pp 19419-19438.

Suárez, G., Ligorria, J.P. and Ponce, L., 1992. Preliminary crustal structure of the coast of Guerrero, Mexico, using the minimum apparent velocity of refracted waves. *Geofísica Internacional*, v 31, n 3, pp 247-252.

Sykes, L.R., McCann, W.R., & Kafka, A.L., 1982. Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research*, v 87, pp 10656-10676.

Swift, C.M.J. 1971. Theoretical magnetotelluric and Turam response from two - dimensional inhomogeneities. *Geophysics*, n 36, pp 38-56.

Ramírez, J., 1984. La acreción de los Terrenos Mixteca y Oaxaca durante el Cretácico inferior, Sierra Madre de Sur: Resúmenes de la VII Convención Geológica Nacional Sociedad Geológica Mexicana,. p59.

Ranganayaki, R.P., 1984. An interpretive analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, v 49, pp 1730-1748.

Robinson, R. & Pantoja-Alor, J., 1968. Tremadoceas Trilobites from the Nochixtlan region. Oaxaca México. *Journal of Paleontology*, v 42, pp 767-800.

Rokityansky, I. I. 1982. *Geo electromagnetic Investigation of the earths crust and mantle.* Springer Verlag. 381 pp.

Rooney, D. & Hutton, V.R.S., 1977. A magnetotelluric and magneto variational study of the Gregory Rift Valley, Kenya. *Geophys Journal Royal Astronomical Society*, v 51, pp 91-119.

Tikhonov, A.N., 1950. On determinig electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. In: Vozoff, K., 1986 (Ed). *Magnetotelluric Methods.* Geophysics reprint series No 5. p 2-3.

Tjeerd H.V.A., 1992. *Spreading and Plate Tectonics*; chapter 9. Understanding the earth. Edited by Brown G., Hawkesworth C., and Wilson C.. Cambridge University Press. pp 167-186.

Turcotte, D.L. & Schubert, G., 1982. *Geodynamics Application of contiuum physics to geological problems.* John Wiley & Sons, pp 450.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal Thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico- Preliminary report. *Geofisica Internacional*, v 25-4, pp 559-573.

Urrutia-Fucugauchi, J. & Morán-Zenteno, D.J., 1984. Resultados preliminares paleomagnéticos para el sur de México y sus implicaciones tectónicas ; Resúmenes de la VII Convención Geológica Nacional de Sociedad Geológica Mexicana,p.5.

Urrutia-Fucugauchi, J. & Molina-Garza, R.S., 1992. Gravity modelling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane-1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Geofísica Internacional*, v 31, no 4, p 493-507.

Urrutia-Fucugauchi, J. & Flores-Ruiz, J.H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in Central Mexico. *International Geology review*, v 38, pp 176-194.

Valdés, C.M., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, J.H., Luetgert, C.E., Helsley, C.E., Lewis, B.T.R., & Mena, M., 1986. Crustal structure of Oaxaca México, from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v 76, p 547-563.

Valdés-González, C. & Meyer, R. P., 1996. Seismic structure between the Pacific coast and Mexico city from the Petatlán earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks. *Geofísica Internacional* (1996), vol 35, num 4, p 377-401.

Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, vol 37, 1, p 98-141.

Vozoff, K., 1989. The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics*, by Nabighian M.N. (Ed). Soc. Expl. Geophys.

Waff, H.S. Rygh, J.T., Livelybrooks, D.W. & Clingman, W.W., 1988. Results of a magnetotelluric traverse across western Oregon: crustal resistivity structure and the subduction of the Juan deFuca Plate. *Earth and Planetary Science Letters*, v 87, p 313-324.

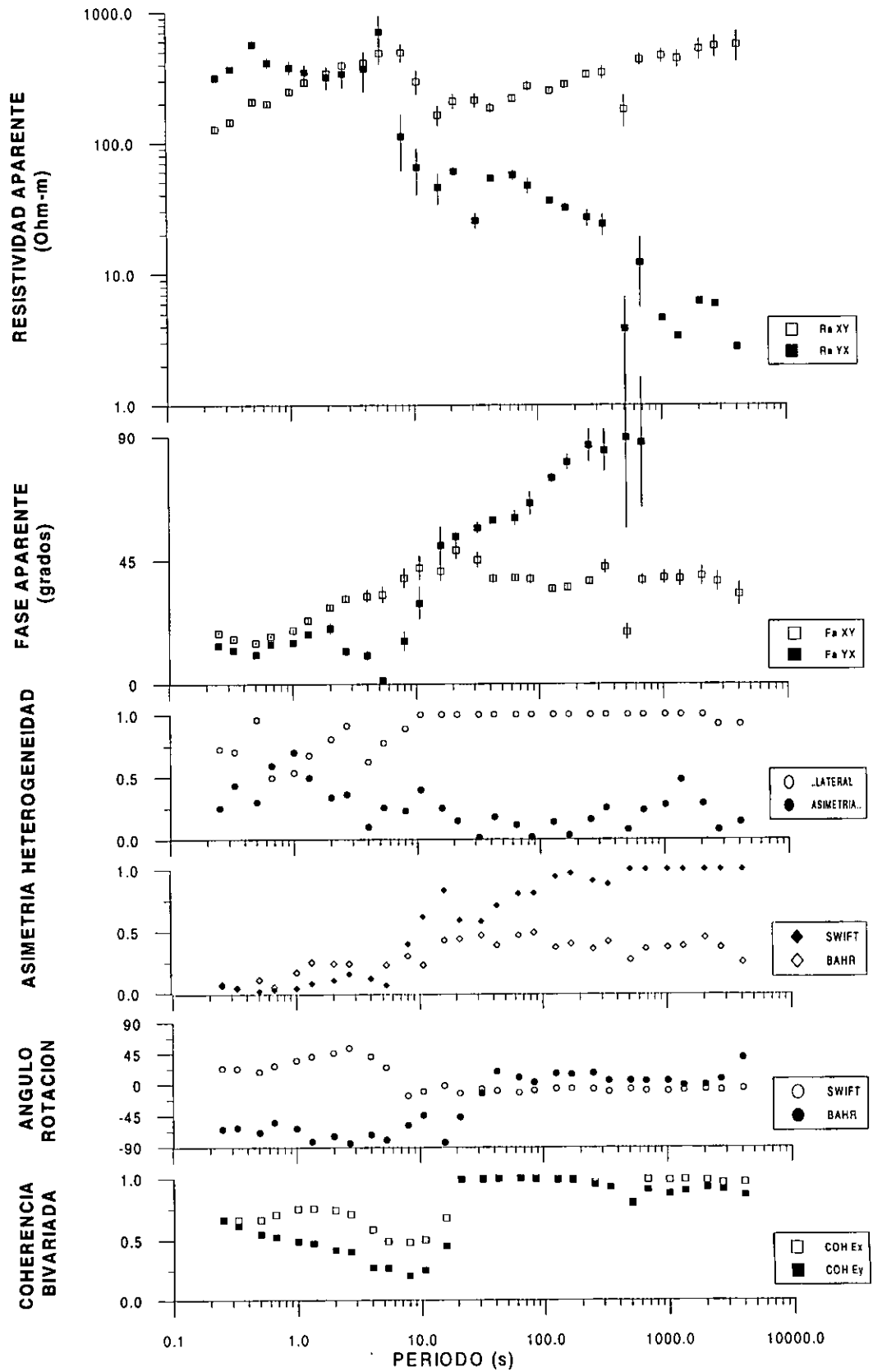
Word, D.R. & Smith, H.W. & Bostick, F.X., 1971. Crustal investigations by the magnetotelluric tensor impedance method. *The Structure of Physical Properties of the Earth's Crust*, p 397 - 416.

Ziagos, J.P., Blackwell, D.D. and Mooser, F., 1985. Heat Flow in Southern Mexico and the thermal effects of subduction. *Journal of Geophysical Research*, v 90 , no 87, pp 5410-5420.

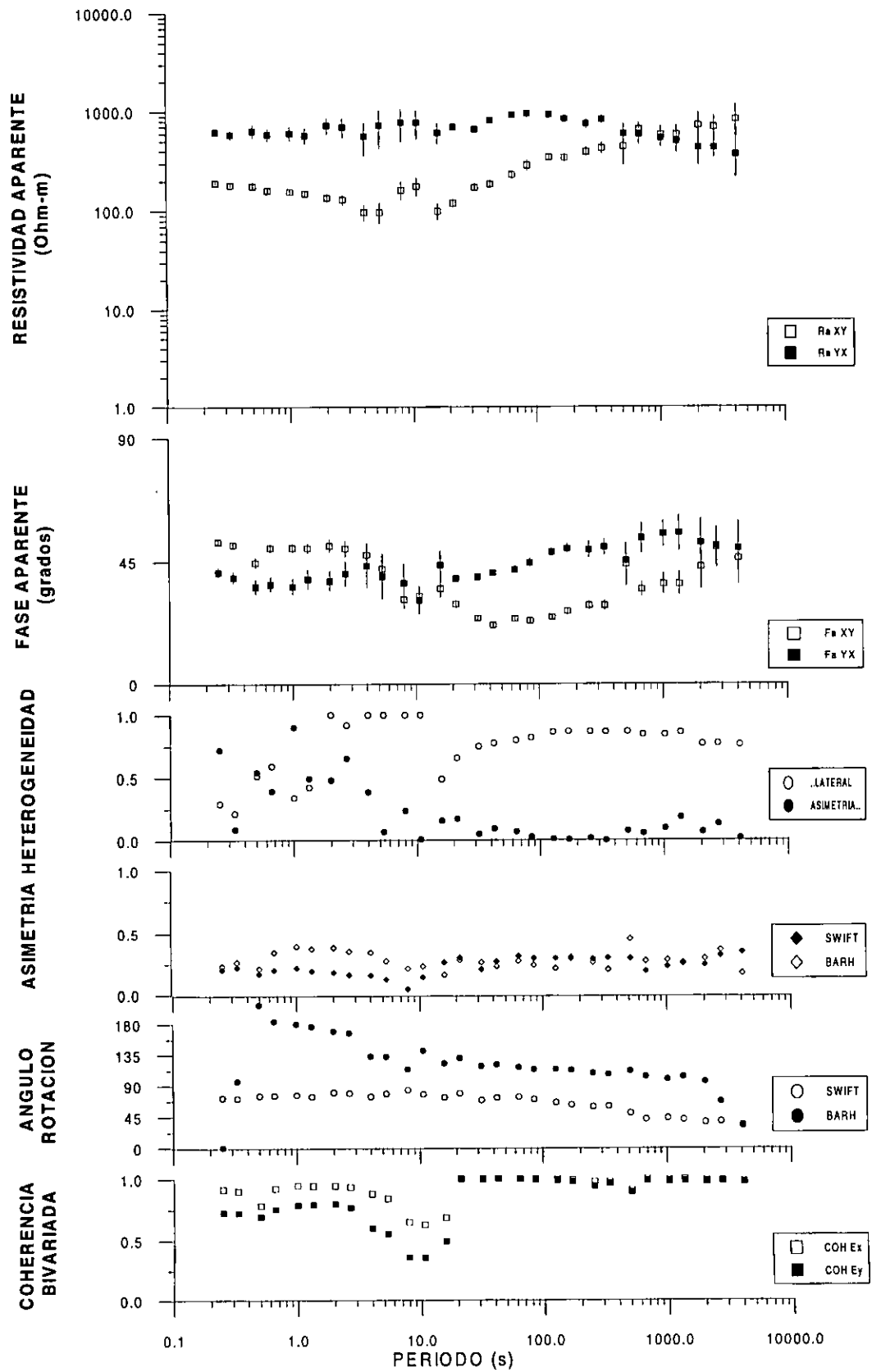
ANEXOS

**1. DATOS OBTENIDOS PARA
CADA SONDEO
(23 ESTACIONES)**

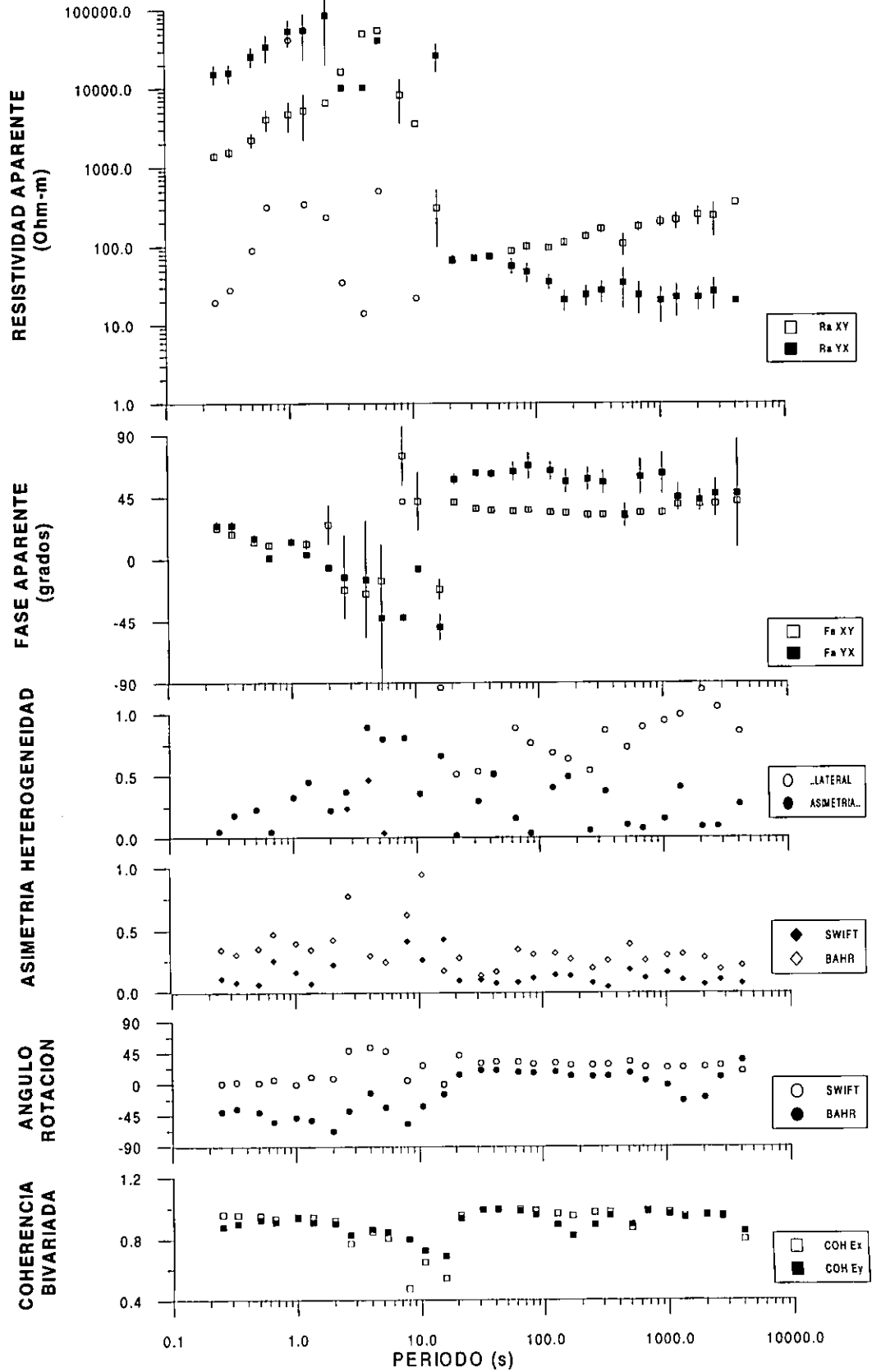
ESTACION ACAP



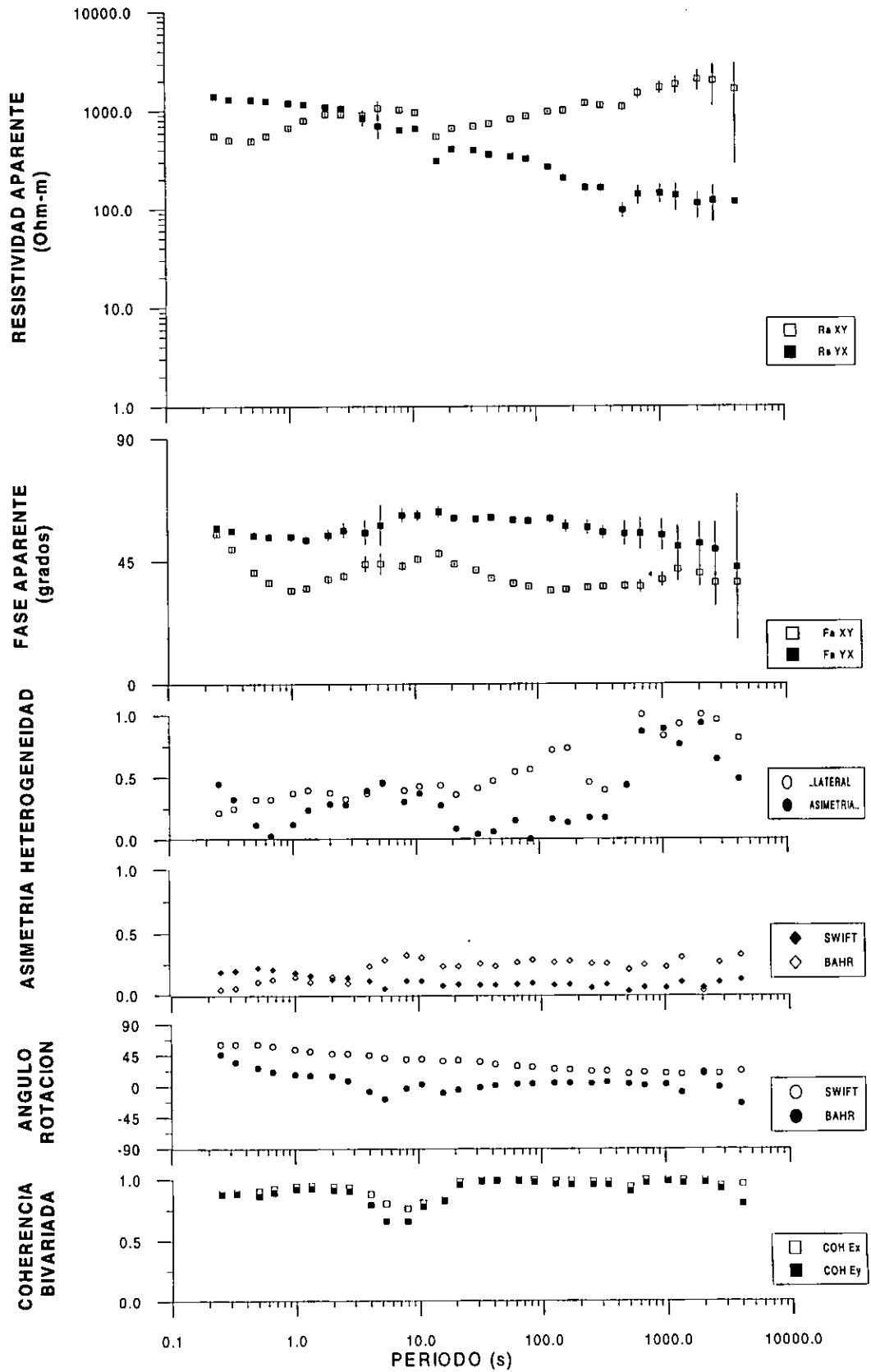
ESTACION SALT



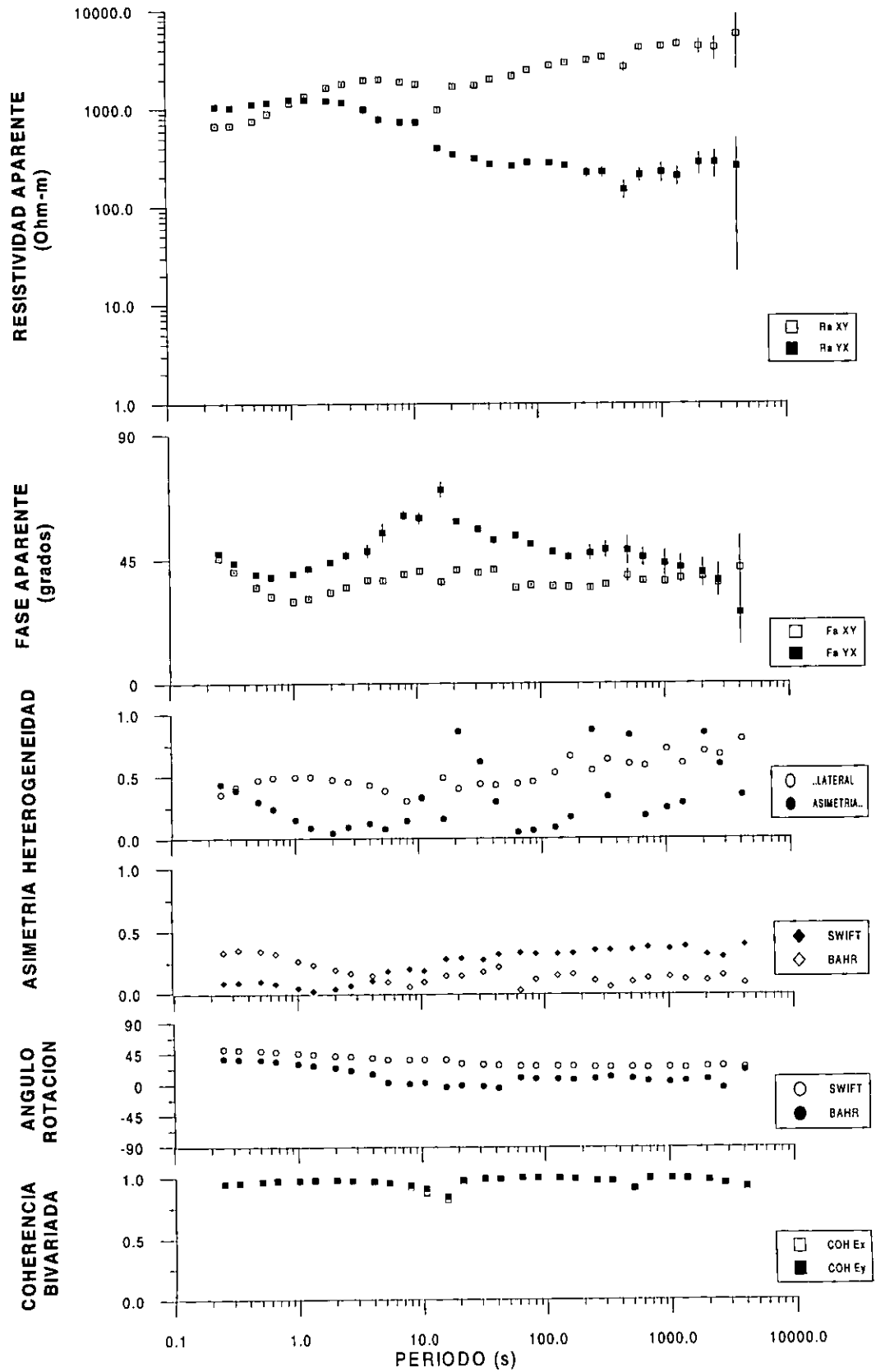
ESTACION EJID



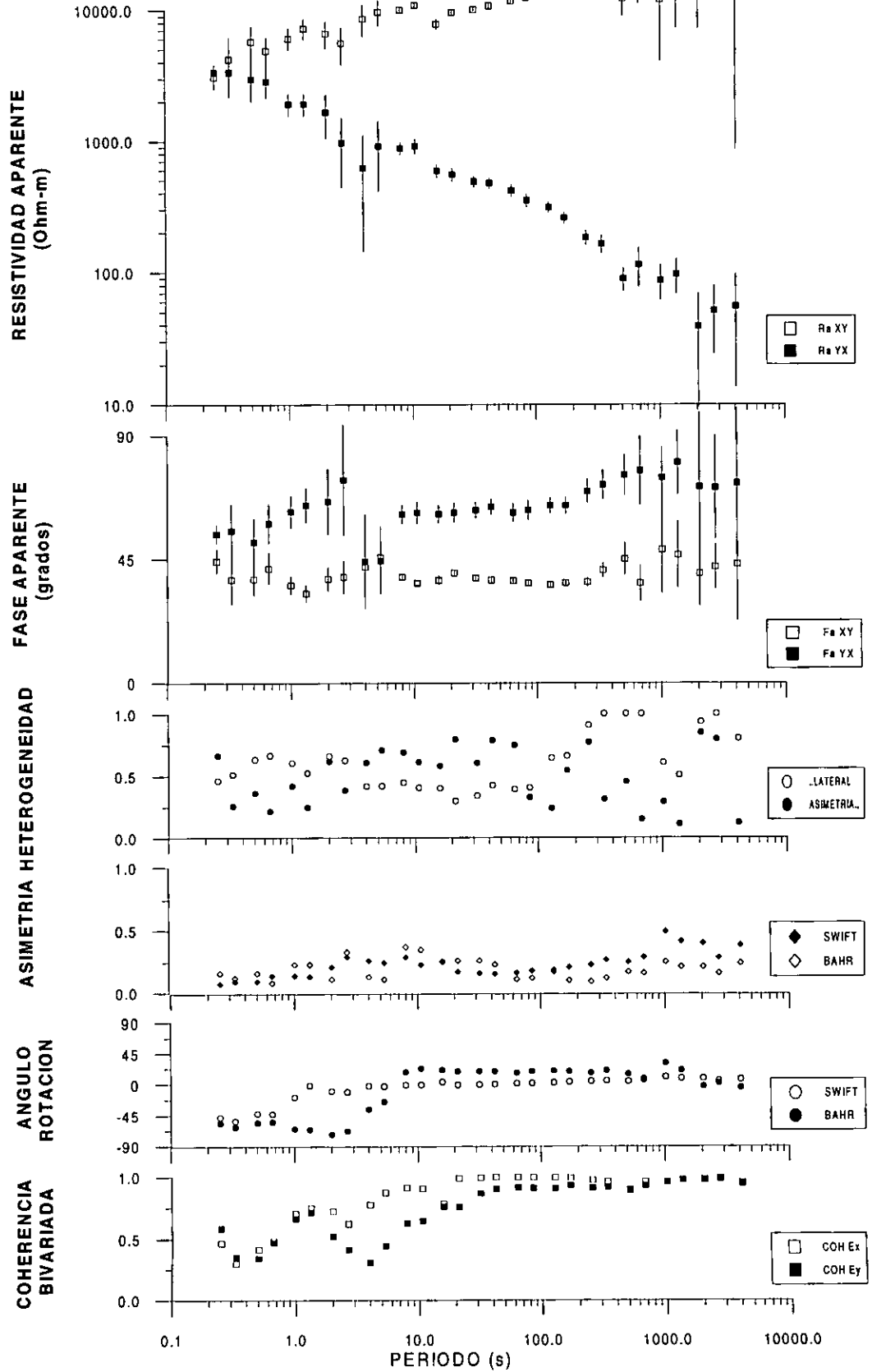
ESTACION JOYA



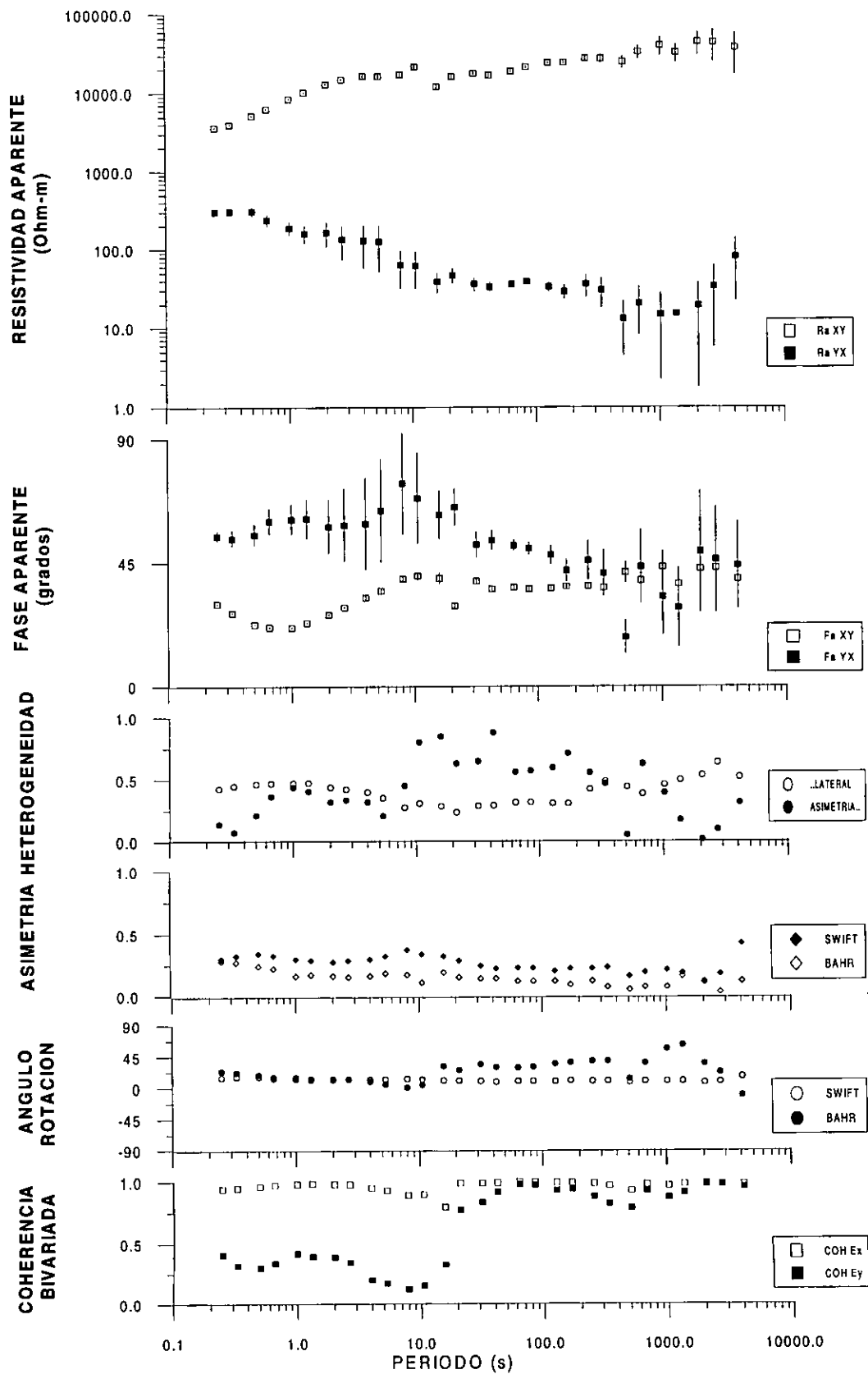
ESTACION MARI



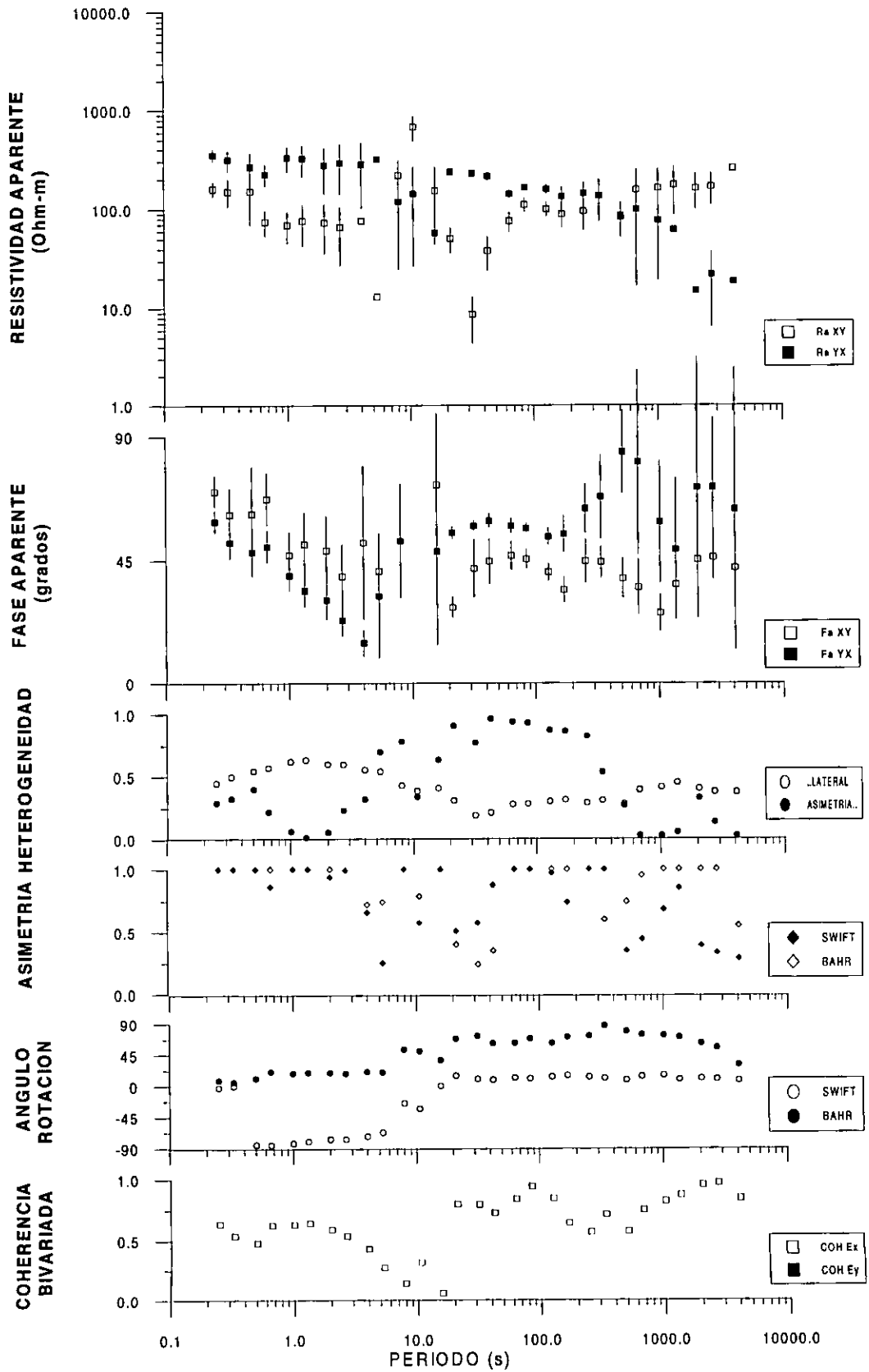
ESTACION GALE



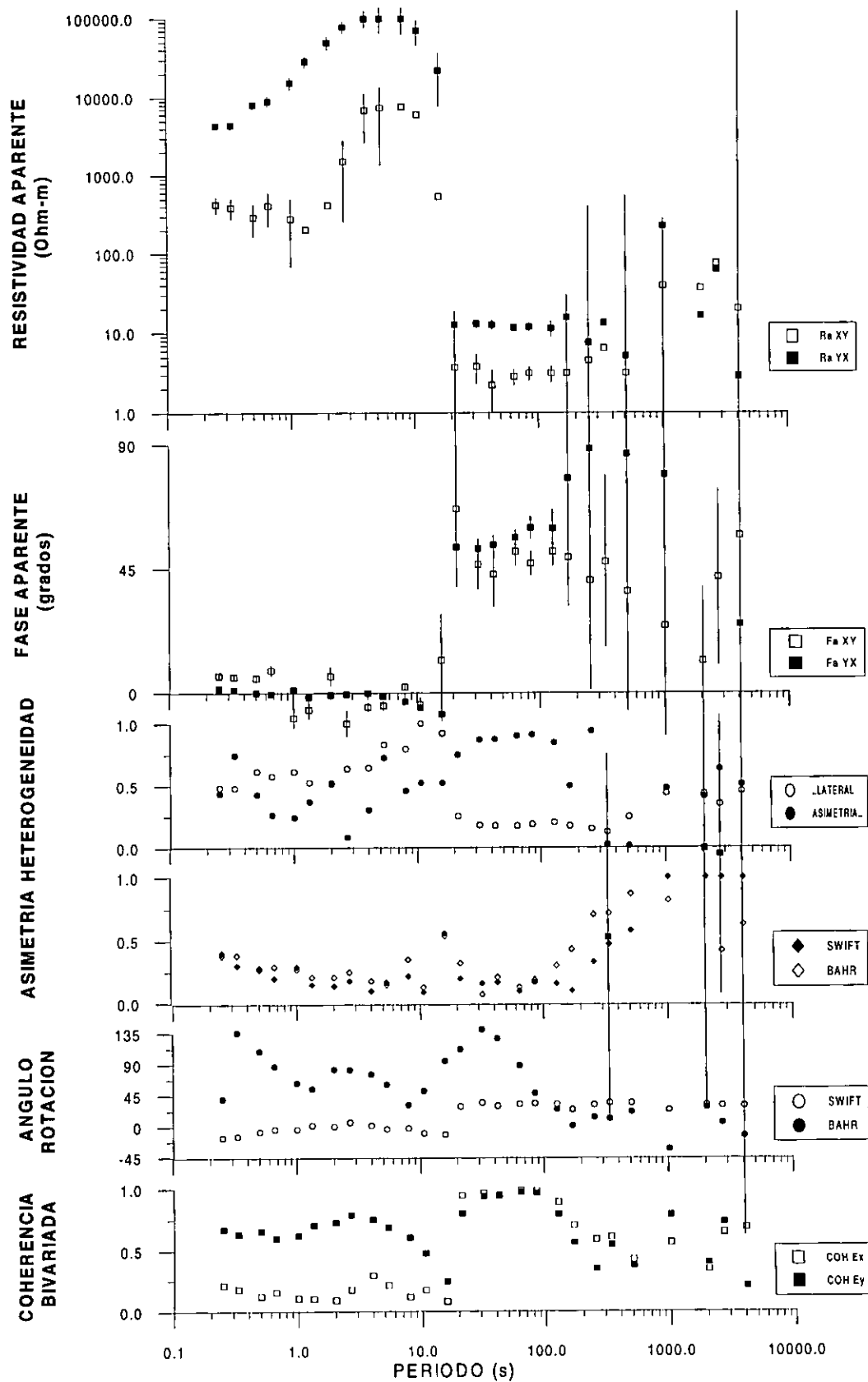
ESTACION TIER



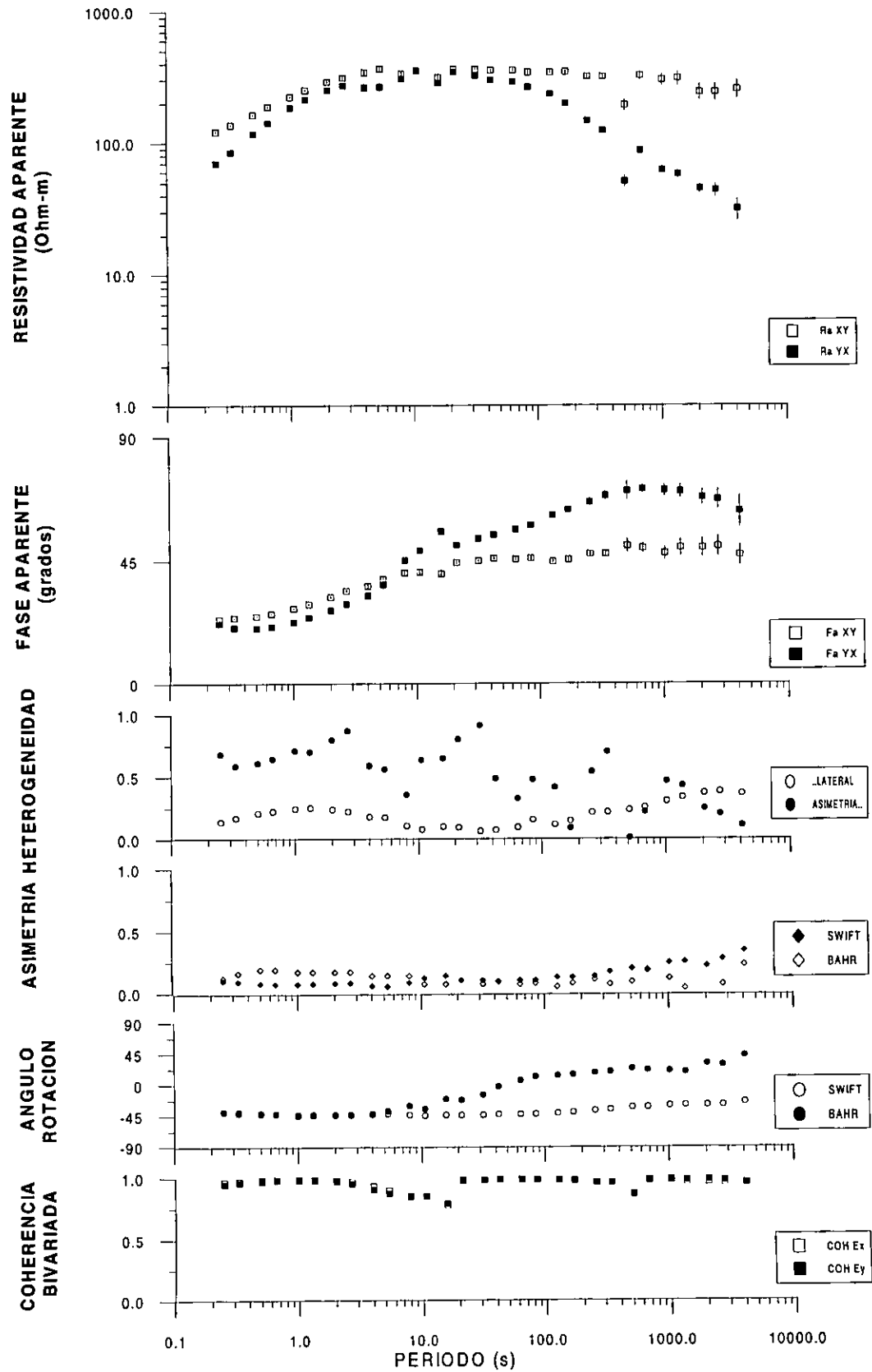
ESTACION CAJE



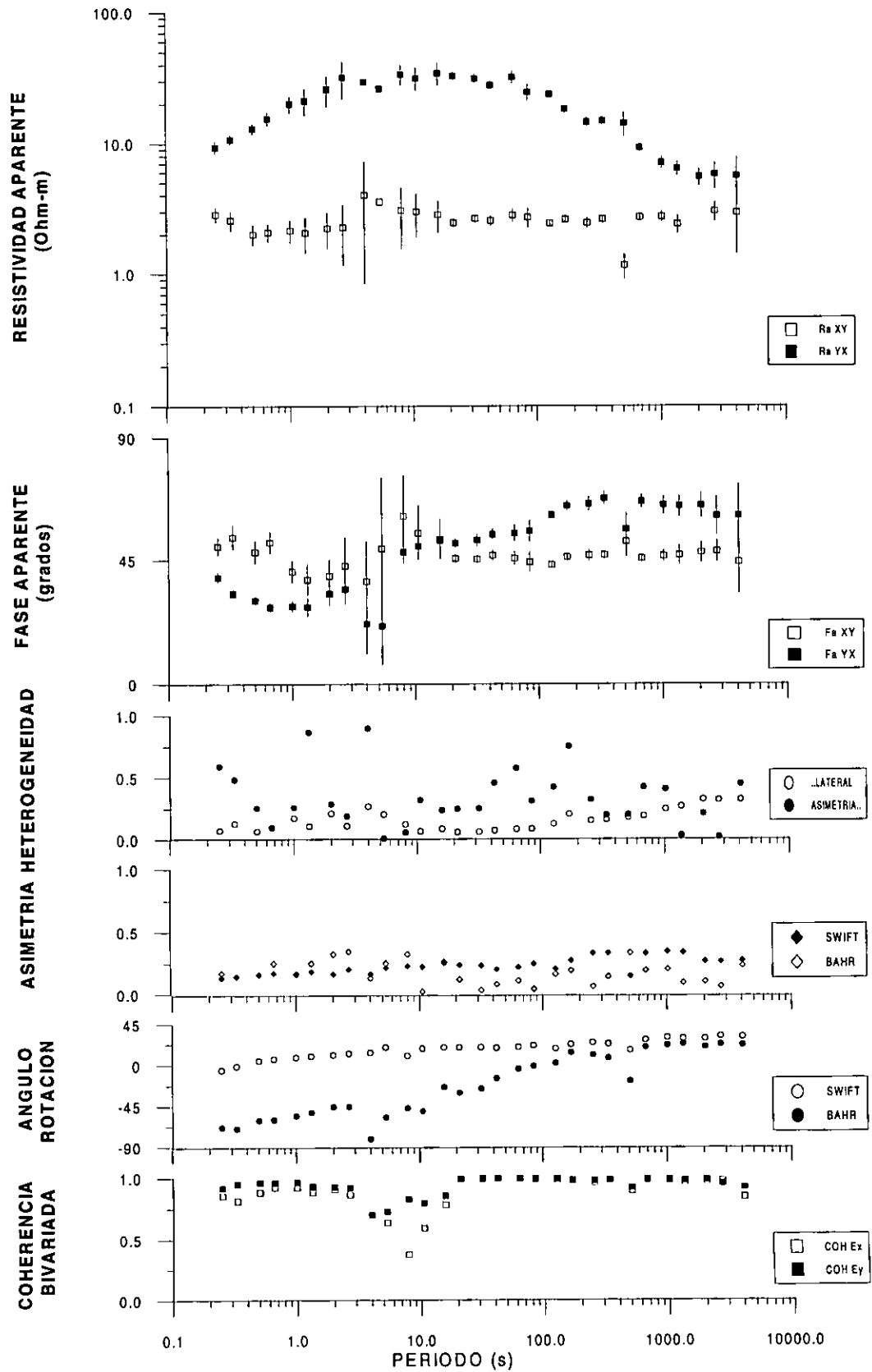
ESTACION ACAH



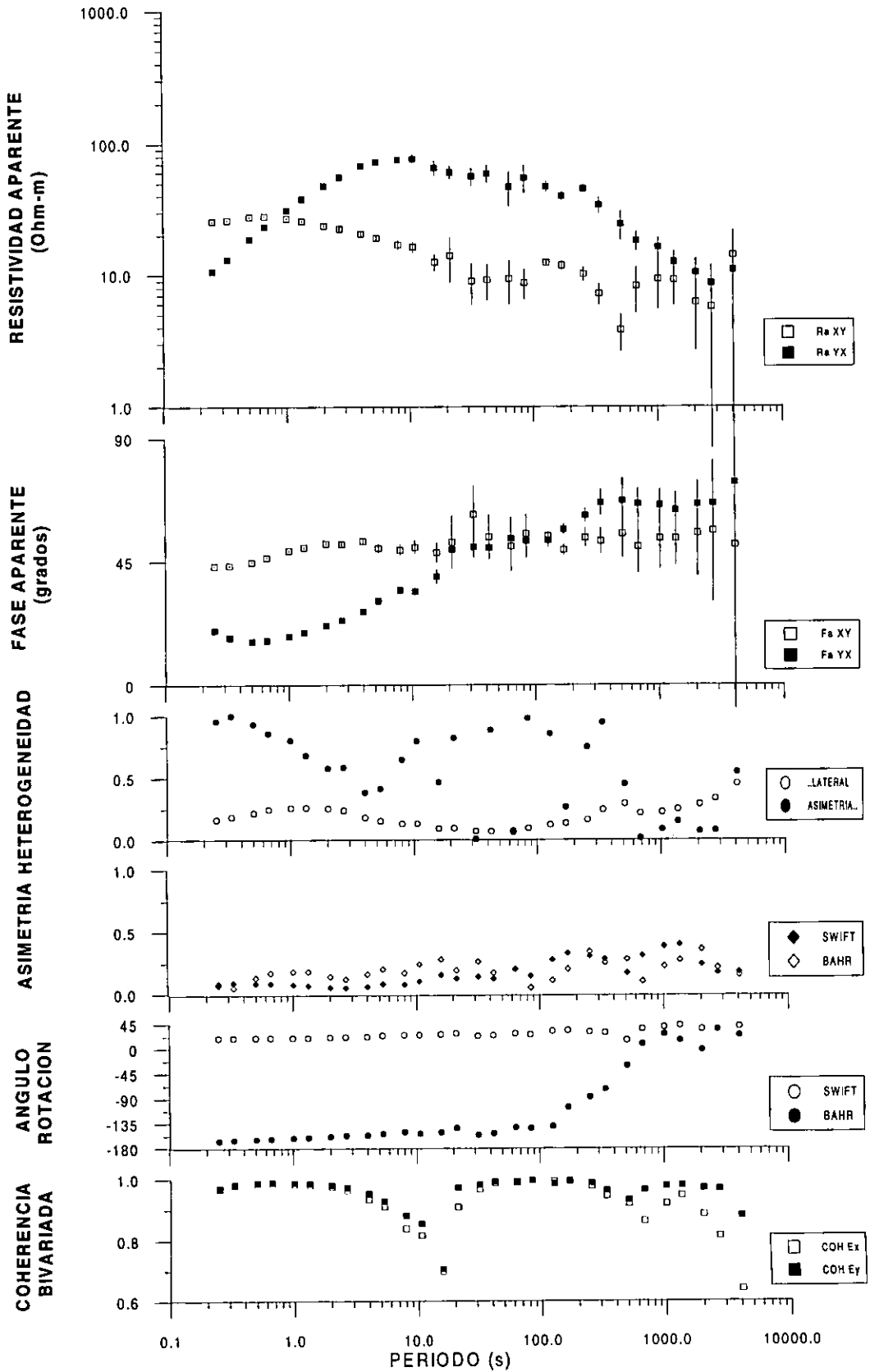
ESTACION CHAC



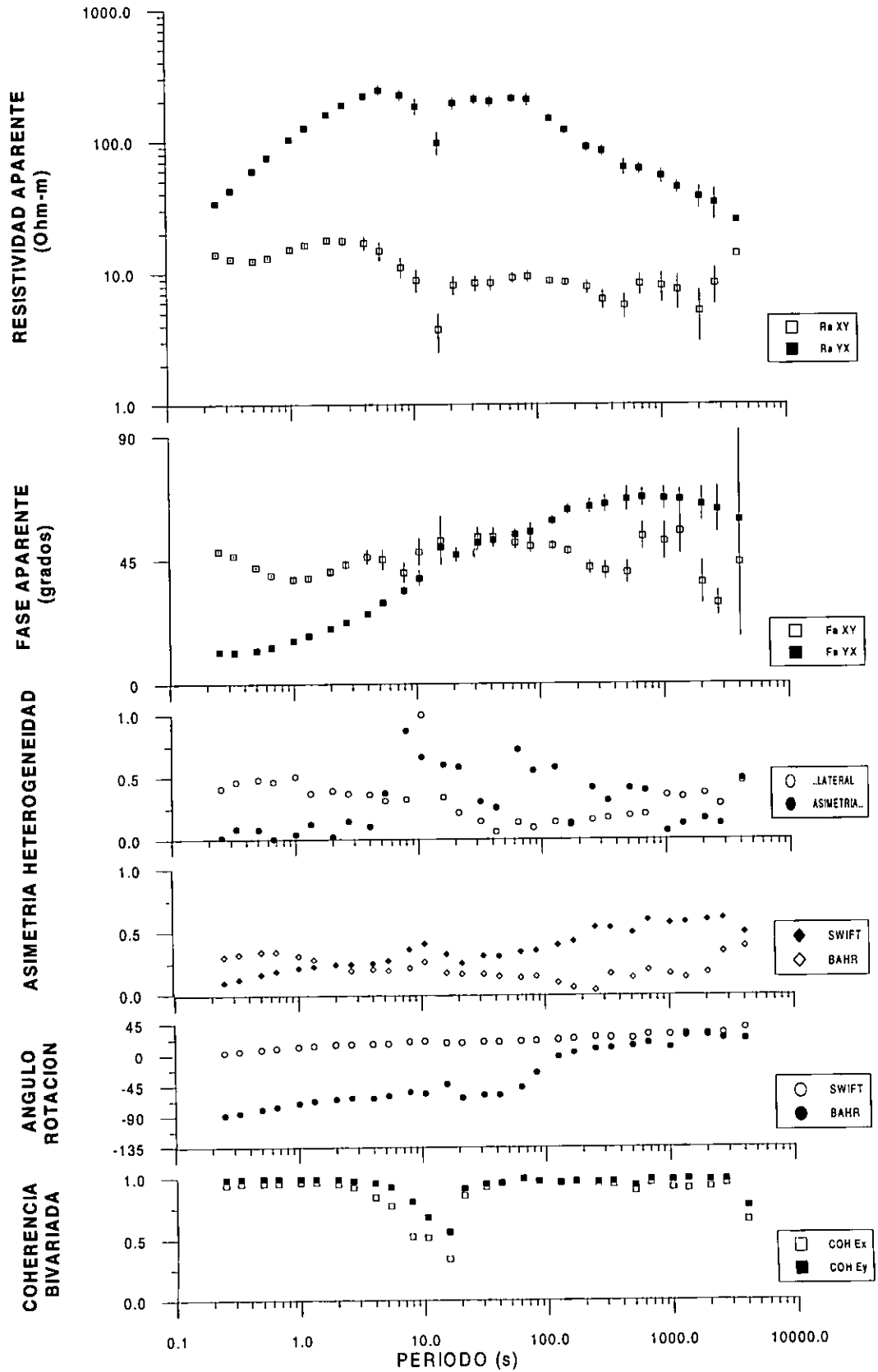
ESTACION HUIT



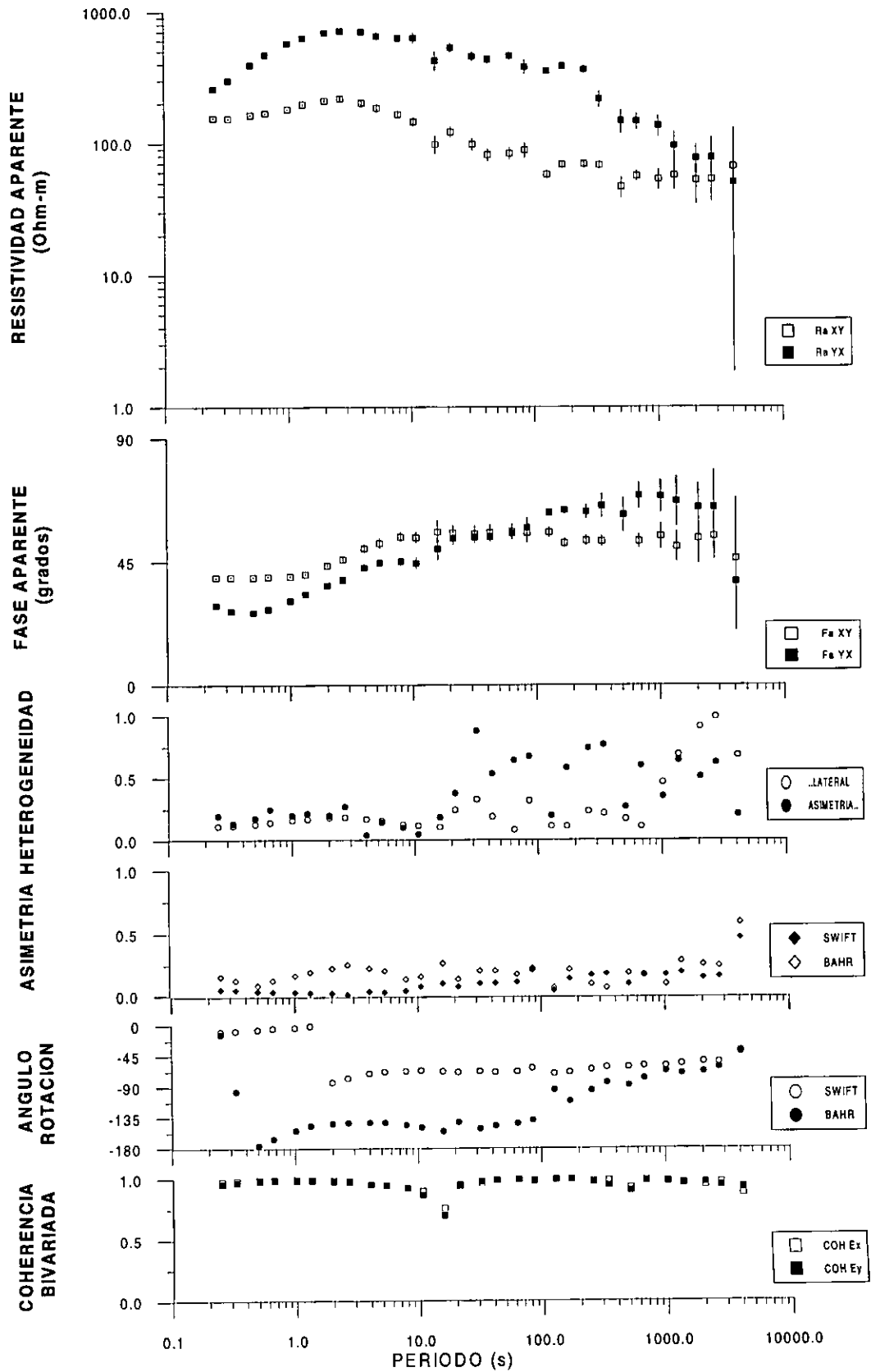
ESTACION PALM



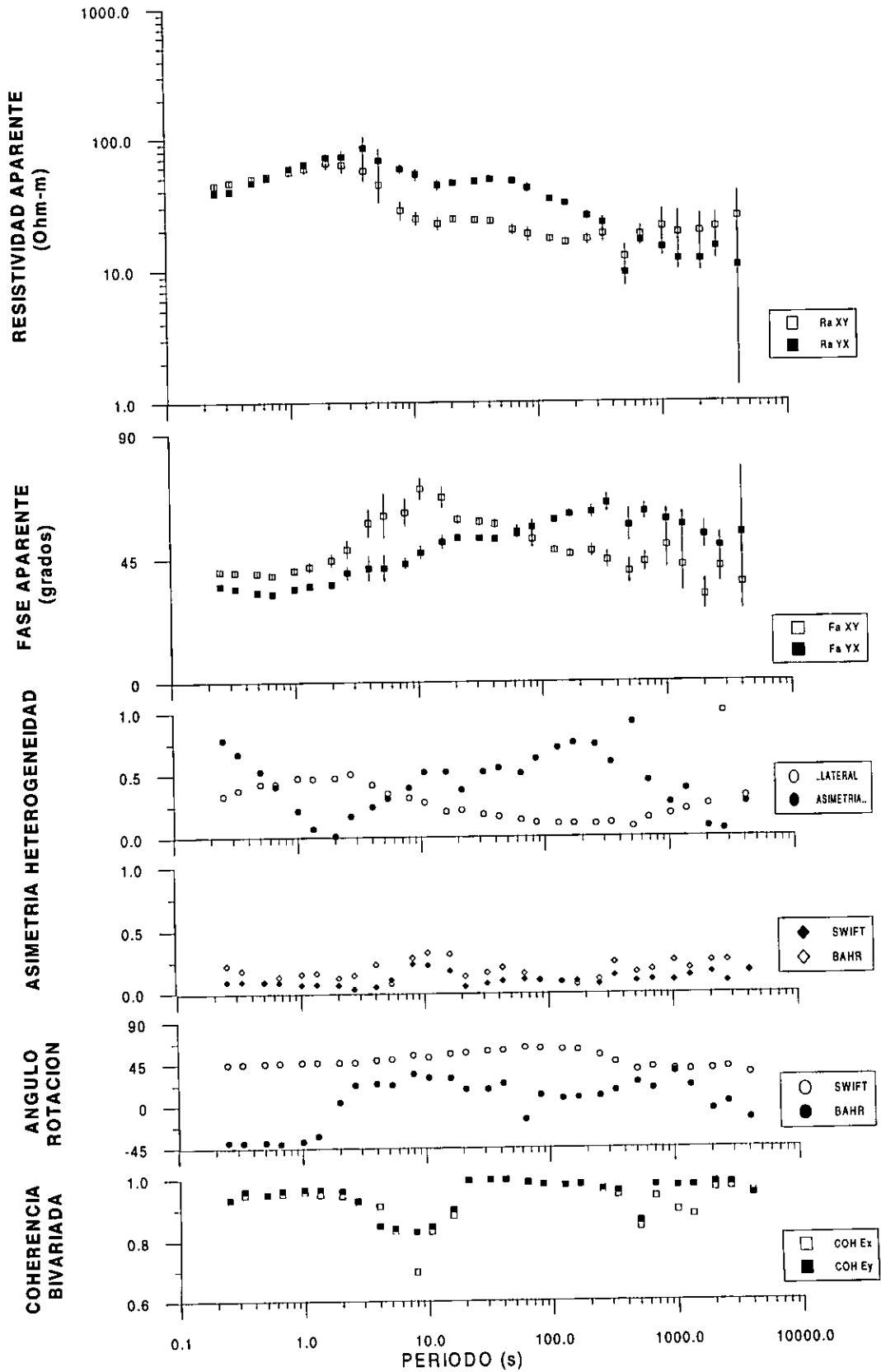
ESTACION PLAT



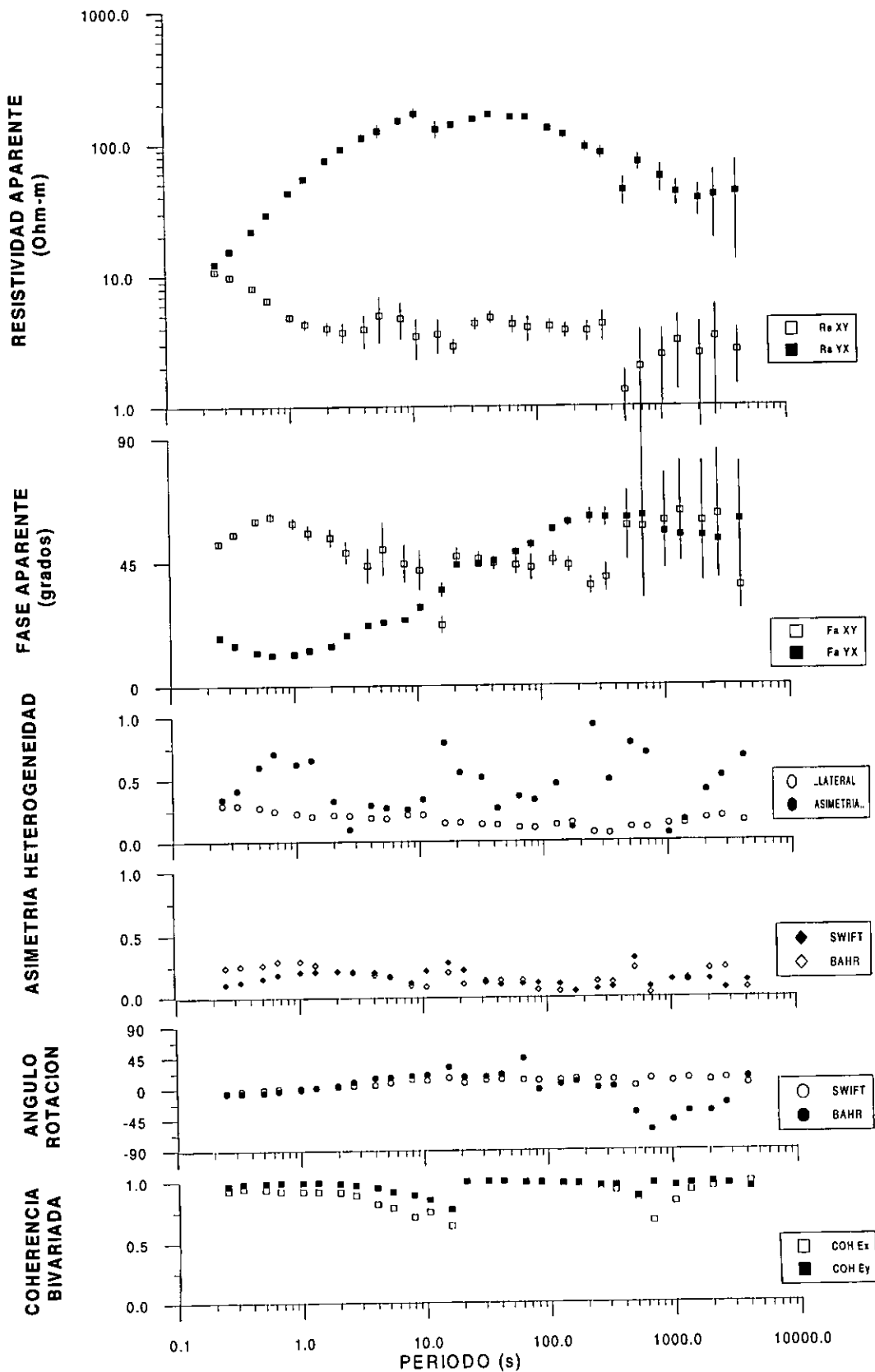
ESTACION XOCH



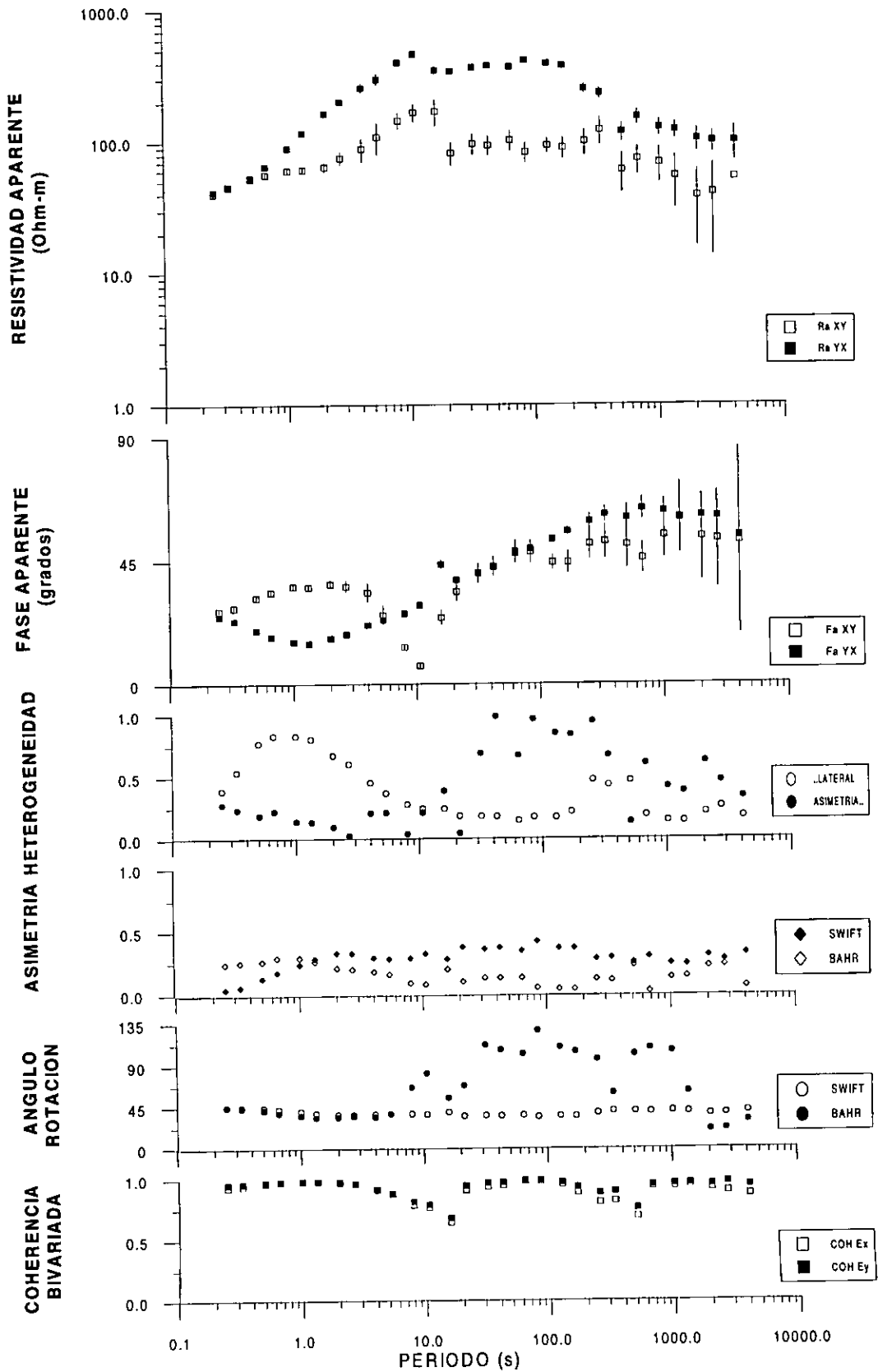
ESTACION JUAN



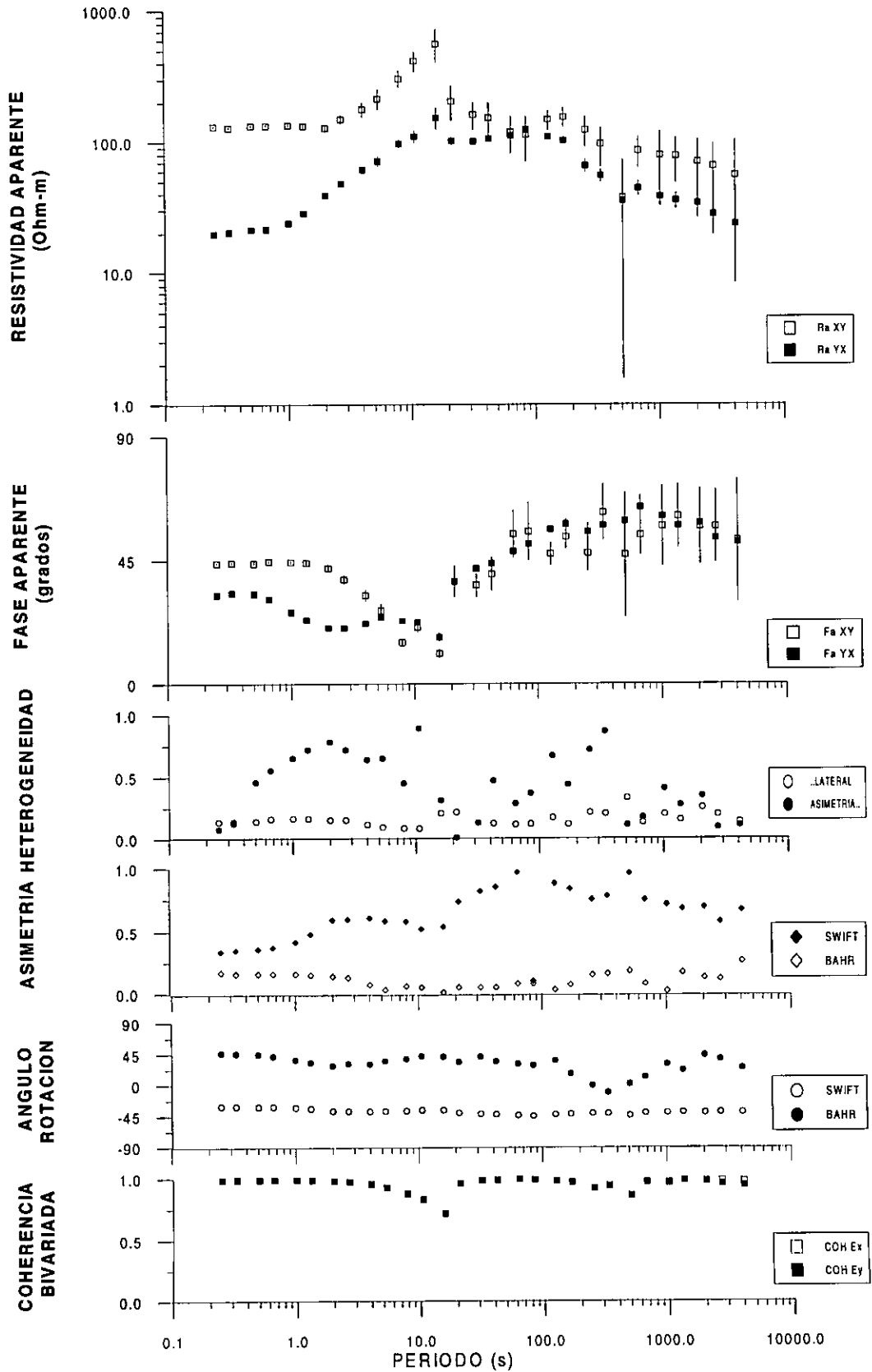
ESTACION XALI



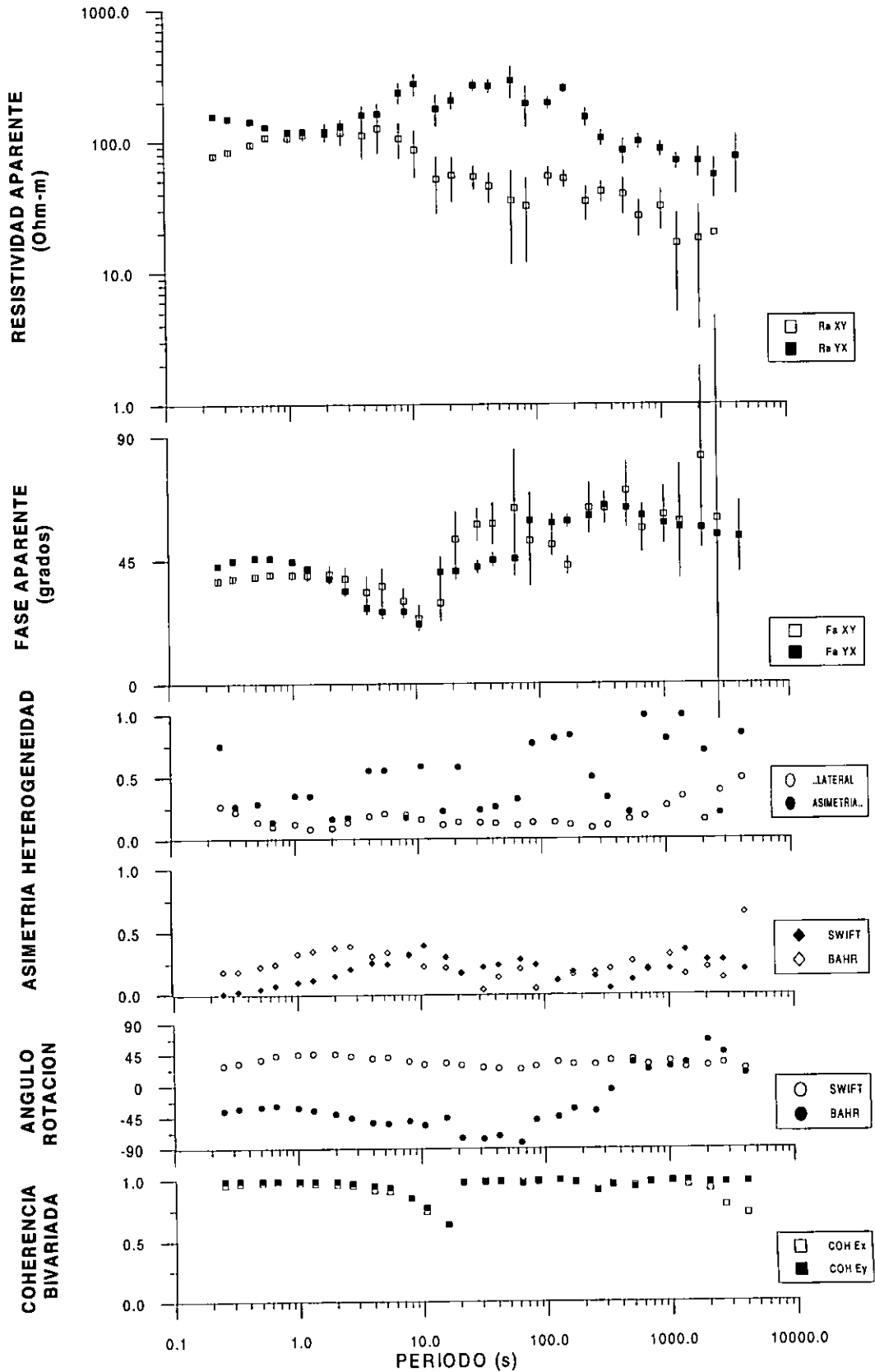
ESTACION PALU



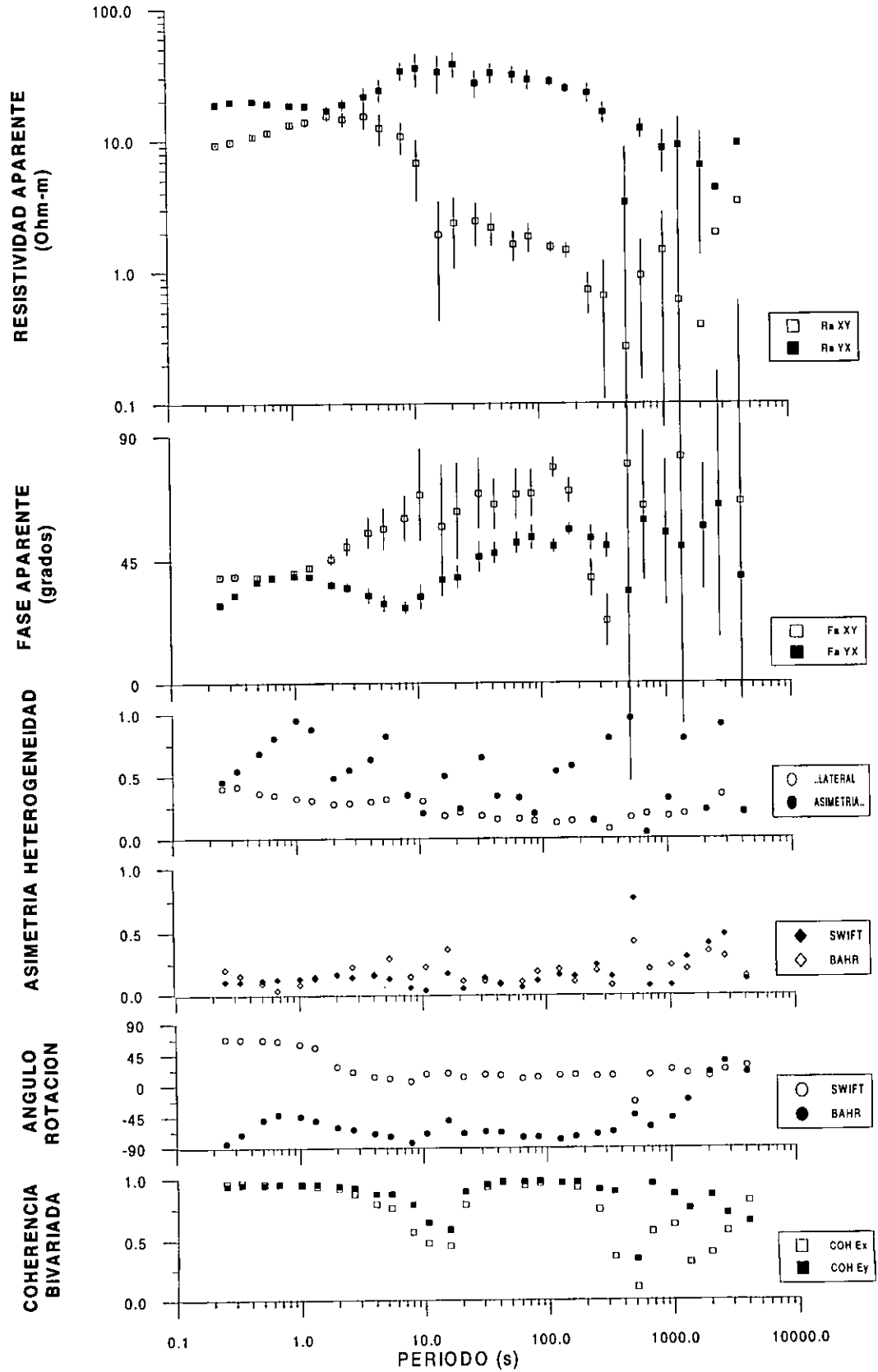
ESTACION SASA



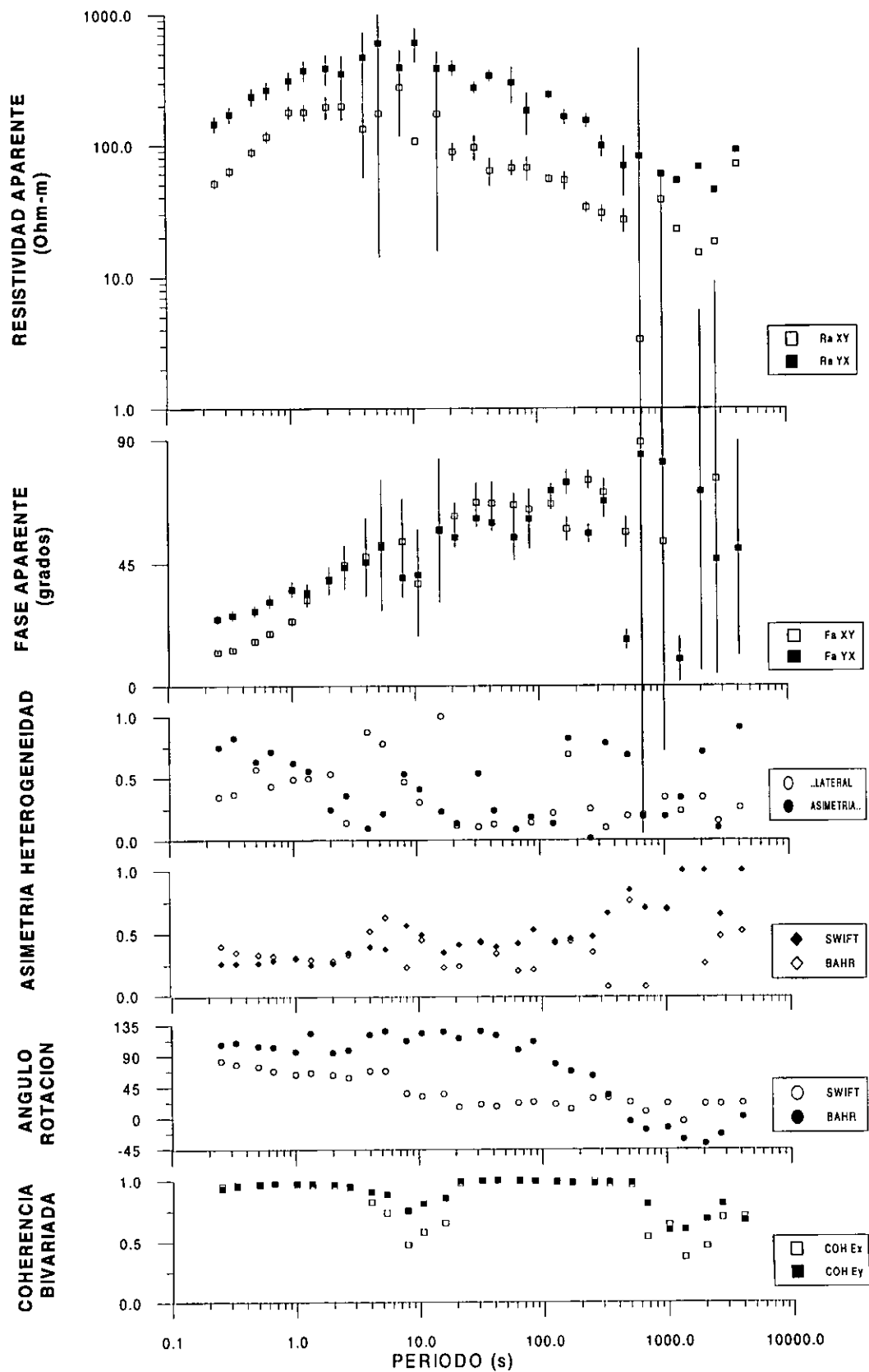
ESTACION ACAY



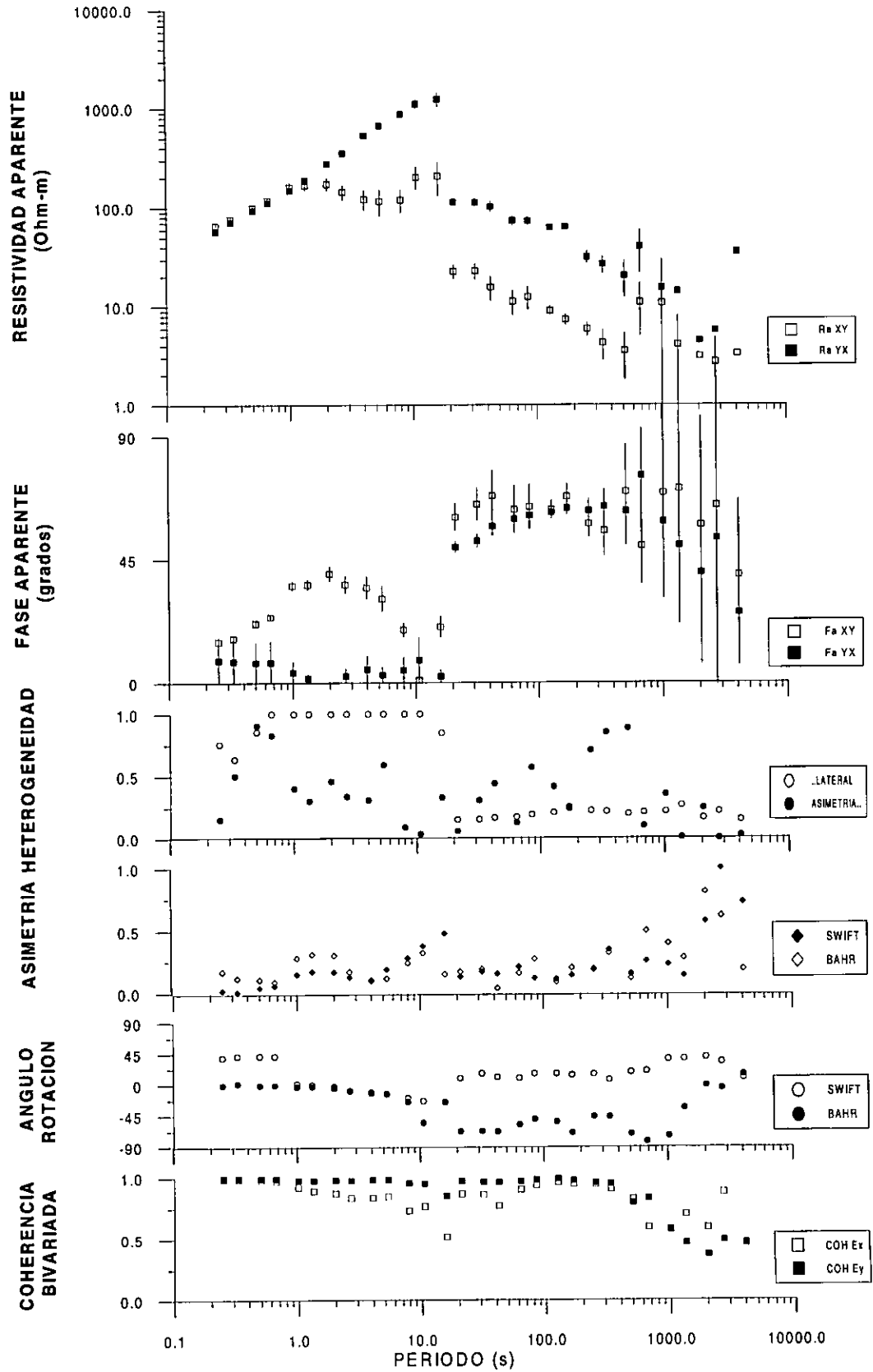
ESTACION PLAO



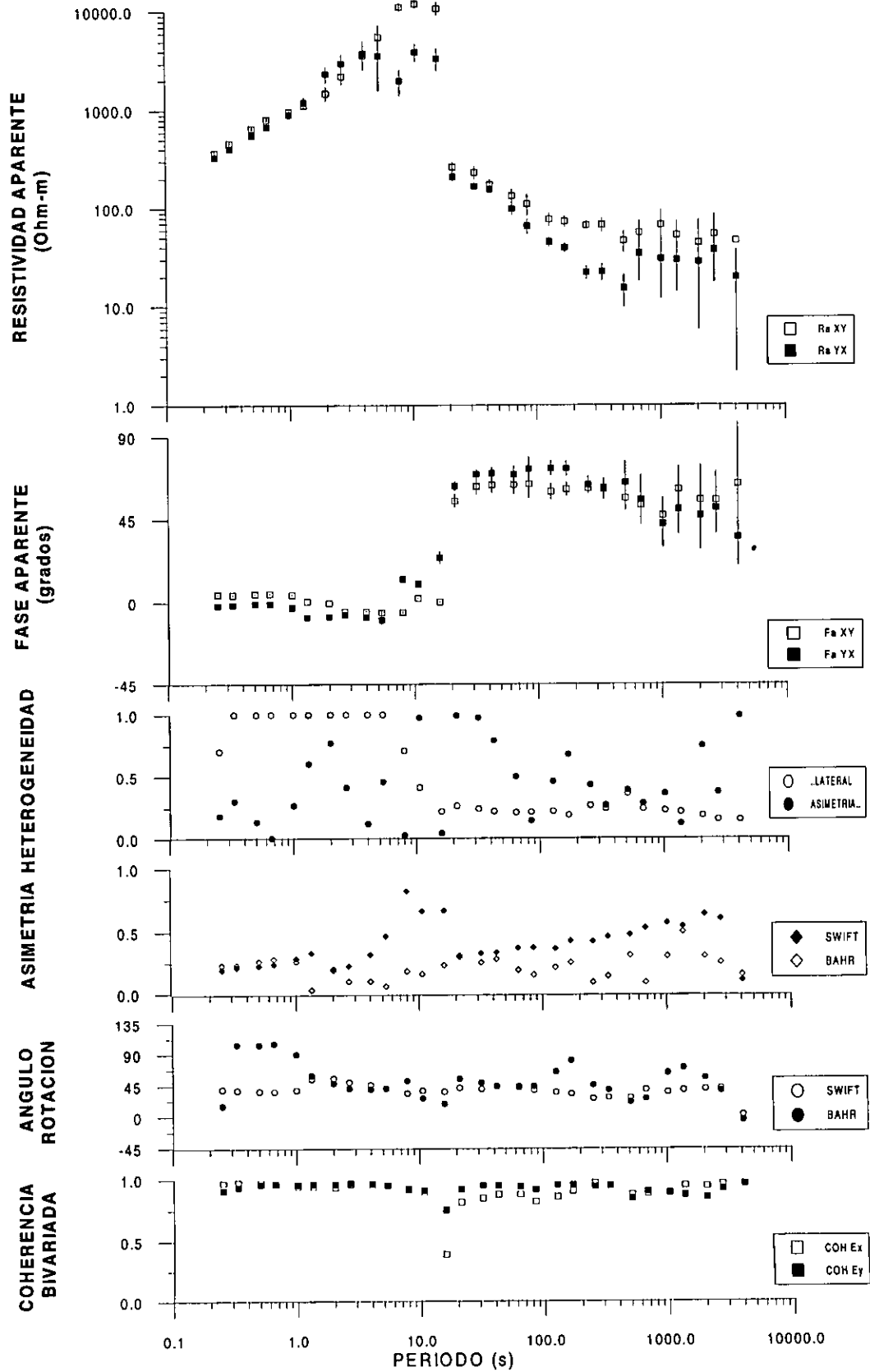
ESTACION BUEN



ESTACION GABR



ESTACION ALPU



**2. DATOS DE ENTRADA AL PROGRAMA
DE INVERSION BIDIMENSIONAL**

Site	positions (m)	8700	22800	29500	38900	44900	59000	77100	90500	93100	99800	107200	124000	128700	142000	148100	154100	158100	188300	202300	221100
freq	TE	phase																			
1.25E-01	42.8	30.7	47	42.8	39.3	41.3	84.7	42.4	75.9	64.3	73.5	6.3	63.6	61.2	7.1	12.7	39.2	58.9	66.3	9.1	-3.8
9.37E-02	46.3	28.2	48.1	43.5	35.3	42.1	-85	41.7	68.4	64.9	86	66.3	72.2	66.5	-12.1	21.3	31.9	78.2	71.6	-3.07	2.7
6.25E-02	41.1	35.1	51.3	42.4	36.8	4.3	68	37.3	51.5	64.5	68.4	63.5	68.8	67.2	12.4	8.7	33.5	81.5	72	12.2	1.9
4.69E-02	48.2	26.1	47.3	43	39.4	40.3	29.1	43.5	55.9	65.2	73.9	62.9	58.6	55.5	28.7	39.5	59.6	72.6	72.5	64.5	56.6
3.13E-02	44.9	23.8	44.8	41.6	37.3	39.1	42.7	43.1	54.1	75.6	76.3	59.4	57.7	55.1	46.4	28.7	65.3	77.9	68.1	74.5	55.1
2.34E-02	38.1	21	41.8	42.1	36.2	36.3	44.1	43.2	51.5	61.3	67.3	62.2	57.1	53.2	48.1	35	65.9	73.6	69.1	74.3	66.6
1.56E-02	38.8	24.7	39.6	35.6	35.9	36.4	42.8	41.8	48.3	55.2	63.8	62.5	54.5	50.4	49.1	72.9	68	69.8	72.5	70.4	68.9
1.17E-02	39.4	24.9	38.3	36.1	34.7	35.7	43.3	41.5	47.4	60.4	61.1	62.8	52.5	44.6	46.6	74.9	61	67.5	71.1	67.8	68.9
7.81E-03	35.8	26.4	36.7	35.5	34.2	35.8	43.3	38.8	48.4	59.5	58.3	57	49.5	45.8	31.1	32	57	74	64.4	68.4	62.9
5.86E-03	36.5	29	36.4	35.3	34.9	36.2	39	39.6	46.5	51.9	54.1	58.8	48.6	40.8	26.6	46.4	46.3	71.3	60.9	67	62.5
3.91E-03	37.5	31	36.7	35.1	35.8	36.7	46.8	41.9	45.9	58.9	47.4	55.2	49.1	38.3	43.2	37.6	64.4	23.9	72.1	66	62.4
2.93E-03	43.3	31.8	36.6	36.1	38.7	36.5	44.6	41.9	49	53.6	53.4	52.3	45.7	40.2	47	67.3	63.2	9	67.2	66.9	62.1
1.95E-03	24.8	42.6	36.9	39.2	42.8	40.1	35.3	45.7	50.5	66	37.1	52.8	38.2	62.3	43.1	20.2	67.8	25.5	66.7	72.4	56
1.46E-03	39.2	36.7	36.9	37.3	36.2	38.6	39.5	44.4	40.2	49.6	57.9	49.6	44.1	42.1	28.4	42.2	47.8	63	83	42.2	50.9
9.77E-04	39.9	39.4	38.9	37	44.4	42.4	36.2	3.4	41	51.5	55.9	48.9	47.7	46.2	46.6	52.5	52.7	35.5	54.1	75.2	45.6
7.32E-04	39.6	38.9	42.1	38	43.9	37.2	42.1	46.3	42.2	53.6	52	45.6	42.6	54	57.9	61.1	54.1	53.7	25.2	44.5	58.2
4.88E-04	39.9	43.9	40.1	38.6	39.1	42.1	51.6	44.7	44.9	57.1	12.3	49.3	35.2	53.8	42.8	51.1	75.7	-78.6	-38.4	61.1	52.3
3.66E-04	36.6	51.9	37.3	36.5	41.2	42	52.2	46.9	45.23	48.5	10.4	48.7	42.5	57	41.3	51.9	53.2	-59.1	71.5	67.8	55
2.44E-04	31.4	45.4	38.5	40.01	41.2	39	44.6	44.7	39.6	46.4	34	35.7	39.5	31.6	42.7	39.5	-19.9	78.4	-36.3	43.3	61

Site	positions (m)	0	8700	22800	29500	35800	44800	59000	77100	90500	93100	99800	107200	124000	128700	142000	148100	154100	158100	188300	202300	221100
freq	TE	Error	(phase)																			
1.25E-01	3.6	2.6	1.1	0.5	0.9	1	17.8	1	17.9	2.6	11.3	2.4	4.3	8.3	1.1	1.8	8.7	9.4	17.3	1	-0.1	
9.37E-02	4.3	2.6	1.1	0.7	0.9	1.1	13.4	1.1	18.9	3.2	13.6	2.9	3.5	7.8	1.7	3.3	8.4	21.6	33.9	-0.3	0.11	
6.25E-02	2.8	2.7	1.3	1.2	1.7	1.8	21	1.2	8.4	4.4	18.5	4.9	3.2	7.9	2.3	2.3	10.4	34.2	30.1	1.8	0.1	
4.69E-02	2.9	1.2	0.5	0.8	0.5	0.7	3.3	0.5	4.6	15.6	8.8	3.1	1.7	1.6	7.3	12.9	12.4	22.8	5.1	5.1	3.5	
3.13E-02	2.7	1.1	0.4	0.7	0.6	0.8	6.8	0.4	2.7	15.1	9.7	3.4	1.4	1.5	10	8	6.1	17.3	9.6	6.3	4.4	
2.34E-02	1.7	0.9	0.3	0.7	0.5	0.7	6.8	0.5	3.6	12.3	7.5	3.6	1.6	1.6	10.4	13.5	7.6	12.1	8.4	8.8	4	
1.56E-02	1.1	0.9	0.4	0.3	0.5	0.5	3.2	0.6	3.7	11.8	7.1	2.7	2.4	3	10.2	39.4	19.1	9.4	5.6	10.7	5.1	
1.17E-02	1.5	1.1	0.4	0.3	0.5	0.5	2.1	0.7	5.3	7.2	6.6	4	3.1	3.9	12.2	62.8	20.1	10	6.1	8.3	7.8	
7.81E-03	0.6	0.7	0.4	0.3	0.5	0.5	2.3	0.5	1.4	1.9	3.9	1.4	1.3	2.2	4.9	7.5	5.7	3.9	1.5	3.6	4.1	
5.86E-03	0.6	1.1	0.5	0.4	0.7	0.7	3.9	0.5	1.7	2.6	4.2	1.9	1.3	2.5	6.1	9.6	3.4	5.8	4.6	4.4	3.6	
3.91E-03	1.2	1.4	0.7	0.7	1.3	1	7.7	0.8	1.7	4	8.8	2.1	1.9	3.5	9.9	9.8	8.1	5.8	4.3	5.5	2.9	
2.93E-03	2.1	1.8	0.8	0.9	2.1	1.8	6.1	0.9	2.3	6	15.1	2.4	2.8	5.4	10	22.8	6.4	4.2	3.6	10.5	5	
1.95E-03	2.8	6.3	1.4	1.9	4.6	3.2	6.5	2.2	4.3	7.5	8.9	4.4	3.8	8.2	11.7	30.2	8.7	31.9	2.7	26.1	6.9	
1.46E-03	1.8	2.7	2.1	0.8	5.2	3	11.1	1.8	1.7	12.7	13.7	2.9	2.7	20.5	6.4	11.8	8.7	32.2	136.7	13.9	7.2	
9.77E-04	2.2	3.9	2.3	1.2	11.4	4.7	7.6	2.5	2.3	13.1	17.4	4.2	6.2	12.4	12.5	28.4	10.4	18.3	53	39.9	8.8	
7.32E-04	2.1	3.4	3.8	1.5	9	4.1	9.8	3.2	3.9	11.4	16.3	5.8	6.8	16.3	24.5	23.6	17.7	91.1	79.7	33.8	11.8	
4.88E-04	2.7	6.2	4	2.7	9.1	5.3	12.2	3.8	4.7	16.1	6.6	8.9	4.4	13.1	23.7	27.3	35.9	-231.9	-106.7	62.8	16.6	
3.66E-04	3.2	6.9	7.7	4.2	6.7	7	11.4	3.9	4.87	26.7	3.1	6.3	4.3	23.8	29.9	25.6	75.8	-82.3	82.3	44.5	14.5	
2.44E-04	3.7	9.4	14.9	9.4	17.3	9.2	26.8	4.1	11.26	50.1	32.1	19.7	7.7	15.7	64.7	35.3	-38.2	143.2	-55.4	29.3	38.1	

Site	positions (m)	8700	22800	29500	38900	44800	59000	77100	90500	93100	99800	107200	124000	128700	142000	148100	154100	158100	188300	202300	221100	
freq	TM	magnitude (ep	resistivity)																			
1.25E-01		408.55	214.79	248.7	453.34	240.82	14.75	122.6	158.32	147.41	207.62	210.75	207.97	251.12	209.87	219.33	179.65	215.25	144.28	227.9	865.51	188.8
9.37E-02		213.36	202.97	281.13	497.44	266.72	57.44	315.79	180.47	162.59	172.95	216.99	231.56	230.69	252.19	215.5	232.46	177.33	343.36	1062.67	537.75	
6.25E-02		112.91	139.06	136.1	231.71	145.66	132.74	24.48	147.58	185.37	186.18	89.66	144.08	184.87	188.25	200.73	300.09	162.9	174.65	215.86	998.64	842.87
4.69E-02		179.67	178.98	179.59	176.86	178.91	177.76	179.76	178.95	175.99	177.87	176.54	177.5	177.93	178.62	178.91	178.97	177.52	179.57	176.22	178.14	178.58
3.13E-02		132.1	150.79	178.23	168.35	165.7	230.55	149.47	169.89	167.95	154.46	198.41	187.39	213.16	193.51	170.69	220.25	137.58	135.49	190.82	151.01	
2.34E-02		155.58	192.84	163.42	111.94	163.55	310.5	133.89	158.16	147.41	168.02	189.17	147.18	196.86	233.6	199.01	177.94	209.03	161.7	166.49	163.24	146.83
1.56E-02		176	223.2	155.84	120.22	145.04	223.56	99.88	155.76	173.31	140.45	204.08	160.25	193.7	219.23	197.09	180.53	234.24	145.17	157.8	115.7	84.88
1.17E-02		152.93	222.99	146.48	119.1	130.93	225.89	110.99	142.51	136.69	161.02	202.45	145.4	172.25	215.14	212.14	196.65	166.85	137.58	90.88	126.47	58.55
7.81E-03		114.13	206.83	115.33	96.49	116.78	256.94	128.7	123.28	123.28	155.99	149.82	117.27	141.33	178.89	203.74	181.76	192.32	141.15	122.36	109.2	43.21
5.86E-03		105.15	179.55	83.67	67.39	100.21	117.21	109.28	113.42	103.18	136.3	125.44	132.41	128.72	166.76	194.61	173.63	230.61	125.07	75.87	108.09	38.88
3.91E-03		105.76	162.98	62.98	44.33	70.08	191.73	106.38	87.33	85	145.7	98.97	134.47	102.22	131.83	140.72	114.56	137.93	112.56	93.89	53.73	22.46
2.93E-03		116.38	180.13	64.86	40.3	70.08	140.5	94.33	76.29	83.98	106.11	89.5	83.31	87.07	117.85	136.24	94.92	105.38	79.51	58.58	41.37	21.37
1.95E-03		15.31	112.39	41.28	16.79	48.19	273.24	50.54	35.28	71.47	57.98	66.52	56.87	34.7	51.81	68.29	55.25	85.46	10.72	38.2	36.61	14.56
1.46E-03		80.44	119.37	46.6	19.48	35.76	143.61	80.32	58.81	55.84	60.6	72.42	57.64	62.46	101.24	88.41	76.55	85.83	61.2	35.75	74.33	25.09
9.77E-04		70.44	108.06	57.37	16.12	36.74	149.04	74.07	45.22	43.77	58.41	62.72	53.52	52.37	73.43	74.35	67.54	81.39	45.12	31.73	33.92	21.53
7.32E-04		42.06	103.55	60.6	8.51	37.29	91.6	41.45	43.43	38.41	46.16	53.02	37.85	37.23	60.11	70.15	61.96	55.12	47.35	21.78	29.8	21.37
4.88E-04		42.26	80.24	37.36	18.13	10.53	741.32	13.69	33.49	31.71	30.63	44.48	30.49	31.55	51.54	54.62	61.47	57.4	31.71	38.37	11.25	21.53
3.66E-04		56.56	79.53	39.58	16.79	35.21	532.51	17.41	33.06	33.95	25.16	42.07	30.44	45.43	57.08	53.55	53.43	46.12	24.57	23.48	12.68	24.78
2.44E-04		30.22	71.97	25.82	7.39	30.84	312.83	11.36	24.88	33.5	33.69	34.85	20.77	29.02	52.07	57.86	45.7	71.03	58.07	45.7	55.95	29.58

Site	positions (m)	8700	22800	29500	38900	44900	59000	77100	90500	93100	99800	107200	124000	128700	142000	148100	154100	158100	188300	202300	221100	
freq	TM	Error	magnitude (ap	resistivity)																		
1.25E-01		6.22	5.87	1.65	1.48	1.4	119.3	9.26	1.15	2.39	1.34	1.52	1.37	1.93	1.43	1.24	1.41	2.46	2.1	9.18	2.68	313.2
9.37E-02		4.58	4.63	1.43	1.6	1.44	83.73	7.71	1.18	2.87	1.48	1.93	1.63	2.03	1.63	1.31	1.66	3.17	4.88	9.34	3.73	45.14
6.25E-02		2.85	2.66	1.31	1.59	1.58	16.4	24.55	1.24	3.52	1.88	2.41	2.36	1.91	2.17	1.55	2.45	5.21	8.76	12.38	7.99	31.94
4.69E-02		1.36	1.33	1.15	1.29	1.33	4.01	1.22	1.08	1.53	1.78	1.67	1.62	1.33	1.2	1.29	1.53	1.71	3.27	2.38	1.57	1.46
3.13E-02		1.37	1.4	1.12	1.28	1.27	2.67	1.26	1.09	1.68	1.88	1.55	1.52	1.29	1.15	1.26	1.4	1.82	3.09	2.04	1.75	1.54
2.34E-02		1.18	1.23	1.12	1.4	1.27	2.34	1.33	1.08	1.53	1.66	1.57	1.37	1.3	1.2	1.25	1.54	1.91	2.23	1.97	2.15	1.72
1.56E-02		1.36	1.34	1.16	1.18	1.29	2.03	1.33	1.1	1.79	2.66	1.32	1.33	1.53	1.42	1.26	1.43	3.13	2.05	4.9	1.77	1.99
1.17E-02		1.63	1.5	1.23	1.22	1.34	2.11	1.3	1.13	2.19	2.3	1.68	1.76	1.9	1.49	1.23	1.53	4.27	2.21	6.11	1.76	2.51
7.81E-03		1.18	1.36	1.26	1.28	1.28	2.47	1.37	1.1	1.15	1.41	1.34	1.24	1.3	1.3	1.22	1.34	1.53	1.63	1.47	1.32	1.65
5.86E-03		1.31	1.45	1.3	1.48	1.37	4.74	1.86	1.12	1.29	1.37	1.32	1.21	1.41	1.34	1.38	1.48	1.58	1.57	1.84	1.5	1.62
3.91E-03		1.6	1.78	1.28	1.8	1.8	12.5	2.22	1.18	1.38	1.54	1.57	1.5	1.58	1.66	1.61	2.01	2.88	2.63	1.75	1.87	1.74
2.93E-03		1.98	1.7	1.28	1.84	2.11	53.65	3.67	1.21	1.31	2.07	1.82	1.83	1.76	1.71	1.71	2.09	2.13	2.7	2.37	2.53	2.09
1.95E-03		4	2.95	1.36	2.47	3.51	56.88	2.4	1.39	2.59	2.6	2.12	2.52	2.78	2.98	2.21	3.1	2.95	79.71	5.95	5.57	3.19
1.46E-03		3.42	2.8	2.49	2.1	8.56	335.79	7.3	1.24	1.4	2.41	1.68	1.76	2	2.09	1.8	1.91	2.08	2.37	5.8	15.38	8.7
9.77E-04		4.26	2.29	2.14	3.07	18.4	1345.01	6.62	1.27	1.5	2.59	1.85	2.22	2.9	3.14	1.9	2.39	2.62	7.83	82388.41	44.47	10.83
7.32E-04		12.13	3.68	3.34	2.14	11.83	4285.08	15.47	1.32	1.65	2.63	1.6	2.81	4.45	2.7	1.97	1.93	3.25	42.69	238.17	70.04	5.62
4.88E-04		25.78	5.19	4.35	4.79	23.92	13397.76	3.43	1.33	1.59	3.08	1.84	3	5.51	4.13	2.42	2.9	5.91	26.96	6158.49	44.87	15.28
3.66E-04		11.7	2.27	5.76	5.99	14.63	2195098	2.2	1.47	2.28	2.89	2.16	5.96	4.81	15.41	2.15	3.48	19.14	314.57	77.65	123.76	5.27
2.44E-04		29.35	3.91	532.26	54.55	83.26	150966.7	8.07	1.68	4.47	118.77	36.15	15.88	860.29	29.91	2.9	5.88	70.43	36999.93	1038.63	833.42	32

Site	positions (m)	8700	22800	29500	36900	44900	59000	77100	90500	93100	99800	107200	124000	128700	142000	148100	154100	158100	188300	202300	221100
freq	TM	phase																			
1.25E-01	15.8	38.1	61.7	68	54.1	16	18.5	43	42.4	30.9	29.9	41.1	36.8	21.7	23.3	20	23.6	27.6	32.6	8.1	54.9
9.37E-02	26	33.5	63	65.9	58.1	17.7	-34.1	46	47.5	31.1	33.7	40.8	39.7	25	25.3	21	19	29.2	30.7	13.7	25.5
6.25E-02	49.3	45.5	61	79.9	58.3	19.9	33.3	51.7	52.4	36	48.1	47.6	45.8	28.8	40.1	14.9	37.4	34.8	49.7	3	56.8
4.69E-02	53	42.3	59.8	67.9	57.3	48.2	53.4	48.9	48.9	46	45.1	51.1	51	42.2	37.2	36.7	40.5	36.8	49.5	47.6	62.3
3.13E-02	54.8	43.1	60.2	63.8	57.5	35.2	57.5	51	50.1	47.8	49.4	52.7	51.2	43	39.8	40.8	42	45.2	61.1	48.2	67.4
2.34E-02	56.1	45.2	61.7	60.3	59.4	36	59.3	52.5	52.8	48.9	50.9	52.3	50.7	44	42.2	43	44.3	46.5	59.2	54.7	66.8
1.56E-02	55.1	44.9	61.4	72.1	58.3	42.8	54.2	54.1	53.5	51.8	52.7	53.6	53.5	47.5	47.7	48.7	46.8	51.1	53.1	56.9	61.3
1.17E-02	57.3	47.6	61.4	67.7	59.9	46.8	54.7	55.6	53.8	51.7	53.6	55.3	56.5	50.8	49.1	51	56.2	53.8	57.8	60	65.3
7.81E-03	63	52.2	63.6	66.2	60.1	45.2	54.6	58.2	58.8	51.7	57.2	61.9	59.5	56.5	51.7	54.8	55.2	52.3	71.9	60.5	70.6
5.86E-03	66.1	53.5	61.4	66.2	61.1	49.5	56.3	59.8	62.5	54.5	60.5	60.8	61.8	59	54.5	57.3	55.2	56.4	72	64.2	72.9
3.91E-03	68.8	51.6	61.7	74.4	62.7	41.2	64.2	62.2	63.1	59.2	60.2	61.2	62.9	59.9	58.1	54.2	61.1	54.2	59.7	59.5	62.3
2.93E-03	66.7	52.2	60.5	79.4	74	20.6	67.3	63.6	64.5	63.9	60.5	63.5	68.4	59.9	59.6	58.6	64.4	51.3	69.1	59.8	60.4
1.95E-03	32.4	47.9	58.2	79.5	77	65.9	82	65.2	56.3	62.9	63.3	61.1	66	59.9	59.1	57.7	65.5	51.4	15.7	62.2	68.1
1.46E-03	58.7	56.1	58.8	80.4	64.1	41.8	81.6	65.6	65.2	63.2	64.3	67.6	65.9	63.4	61.7	62.8	62.5	59.7	55.8	77.2	61
9.77E-04	61.8	56.3	57.8	74.7	-77.1	80.9	68.4	63.9	64.3	63.4	63.7	68.7	65.5	58.5	61.7	60.6	61.1	60.5	77.7	57.1	44.2
7.32E-04	54.6	57.1	52.5	74.5	-84.4	30.5	58.7	63.9	63.9	61.2	64.9	67	62.3	56.6	60.8	59.1	58.4	56.4	34.6	61.4	52.6
4.88E-04	69.5	52.7	60.65	52	74.1	62.5	87.3	64.1	62.5	63.3	62.6	65.4	55.8	55.6	61.2	59.5	61.9	62.1	79.4	42.3	50.3
3.66E-04	66.6	47.1	54.8	44.5	65.6	74.7	86.4	62.6	60.9	69.2	59.5	66.5	50.6	54.2	60.9	56.6	57	62.2	51.3	53.4	49.3
2.44E-04	64.4	52.5	36	-22.9	80.2	29.7	74	55.3	61.3	74.1	58.3	47.4	52.7	62.3	55.1	55.3	52.6	37.5	36.2	24.1	40.2

Site	positions (m)	8700	22800	29500	38900	44900	59000	77100	90500	93100	99800	107200	124000	128700	142000	148100	154100	158100	188900	202300	221100
freq	TM	Error	(phase)																		
1.25E-01	3	7.6	3.7	2.8	2.2	25.4	5.8	0.5	3.2	0.8	1.1	1.1	1.7	0.7	0.4	0.5	1.5	1.6	6	0.6	29.4
9.37E-02	4.8	5.8	2.6	3.1	2.5	13.6	-7.7	0.7	4.3	1.1	2.1	1.6	2	1.1	0.6	0.8	1.5	3.4	5.3	1.2	7.8
6.25E-02	7.4	5.5	2.2	4.5	3.7	7.5	27.6	1	5.6	2.1	4.5	3.6	2.2	2	1.5	1	4.5	5.6	10.4	0.4	14.3
4.69E-02	2	1.4	1.01	2.2	2.1	6.3	1.3	0.3	1.8	2.5	2.1	2.1	1	0.7	0.8	1.2	1.6	3.2	3.7	2	2.2
3.13E-02	2.4	1.8	0.9	2	1.8	4	1.8	0.4	2.2	2.9	1.9	1.9	1	0.5	0.7	1.1	1.8	4	3.9	2.5	2.8
2.34E-02	1.3	1.2	0.9	2.9	1.9	3.3	2.3	0.4	2	2.4	2.1	1.4	1	0.7	0.8	1.4	2	2.8	3.5	3.9	3.5
1.56E-02	2.2	1.5	1.2	1.6	2	3.5	2.3	0.5	2.78	5	1.3	1.3	1.7	1.4	0.9	1.3	3.7	2.9	7.4	3.2	4.6
1.17E-02	3.7	2.2	1.7	2	2.5	4.1	2.1	0.6	3.8	4.2	2.5	2.7	2.7	1.7	0.8	1.6	5.9	3.4	10.1	3.3	7.2
7.81E-03	1.5	1.6	2.1	2.5	2.2	4.9	2.5	0.5	0.8	1.7	1.6	1.2	1.3	1.3	0.9	1.2	1.7	1.9	2.6	1.7	4.6
5.86E-03	2.6	2.3	2.6	4.5	2.9	10.7	5.1	0.6	1.5	1.7	1.7	1.1	1.6	1.6	1.5	1.7	1.8	2.1	4.4	2.7	4.7
3.91E-03	4.8	3.5	2.7	6.9	6.4	12.7	7.5	1.1	1.9	2.5	2.8	2.2	2.4	2.8	2.5	3.1	4.8	4.2	3.2	4.4	5.3
2.93E-03	6.5	3.2	2.6	10.2	9.6	10.8	13.3	1.2	1.7	4.8	3.8	3.7	3.8	3.3	2.9	3.7	3.8	4.3	6.3	7	6.9
1.95E-03	15	6.8	3.6	24	19.1	29.8	13.5	2.6	5.4	7.1	5.4	5.8	6.8	7.5	4.8	6.1	5.7	28.7	3.3	13.8	14.1
1.46E-03	11.4	7.5	10.3	18	31	31.8	26	1.5	2.3	6.5	3.7	4	4	4.7	3.5	3.6	3.7	4.6	11.6	23.1	19.8
9.77E-04	14.9	6.2	8	28.7	-49.9	75.7	21.3	1.7	3.1	7.1	4.5	5.7	6.2	7.1	4	4.8	4.8	11.7	107.2	28.6	16.6
7.32E-04	27.3	9.9	11.2	34	-46.1	37.9	32.7	2.1	3.9	7.4	3.6	7.8	8.8	6.3	4.2	3.6	6	19.8	25.4	35.8	14.3
4.88E-04	45.2	12.5	19.2	25.6	118.1	54.4	39.7	2.2	3.6	10	4.7	8.5	9.8	9.1	5.8	5.8	9.4	20.8	80.7	30	21.4
3.66E-04	29.4	5.5	20.1	26.2	40	106.5	21.5	3.1	6	10.8	5.8	14.1	7.4	16.7	5	6.7	15	37.6	29.32	46.4	12.3
2.44E-04	50.1	10.6	57.9	-66.5	85.7	38.7	66.2	4.1	11	48.1	27.7	17.2	35.8	24.4	6.2	9.5	18.5	35.3	28.2	18.9	11.4