



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO CON FINES DE EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA
EN LA PORCIÓN SUR DE LA PLANICIE COSTERA DE SAN FELIPE – PUNTA
ESTRELLA, BAJA CALIFORNIA**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:
CARLOS EDUARDO GONZÁLEZ IDÁRRAGA**

**TUTORA PRINCIPAL
DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN (INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM)**

**COMITÉ TUTOR
DR. EDUARDO ROBERTO IGLESIAS RODRÍGUEZ (GERENCIA DE GEOTERMIA, IIE)
DR. FERNANDO CORBO CAMARGO (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)
DR. JOSÉ MANUEL ROMO JONES (DEPARTAMENTO GEOFÍSICA APLICADA, CICESE)
DR. ARTURO MARTÍN BARAJAS (DEPARTAMENTO GEOLOGÍA, CICESE)**

MÉXICO, D.F. ENERO, 2016



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.

Resumen

La apertura del Golfo de California ha desarrollado ambientes propicios, en tiempos geológicamente recientes, para la potencial extracción de energía geotérmica. Estudios previos realizados en la zona de San Felipe – Punta Estrella (Baja California) han reportado actividad termal con la presencia de manifestaciones superficiales a lo largo de la costa (manantiales calientes) y un reservorio de alta temperatura calculada a partir de geotermómetros.

El objetivo de este trabajo se centra en determinar la distribución de la resistividad eléctrica en la porción sur de la planicie costera de San Felipe – Punta Estrella, a lo largo de tres perfiles magnetotelúricos, compuestos de 13 sondeos; así como su interpretación bajo la incorporación de información geológica, geoquímica y geofísica del área de estudio, con fines de exploración geotérmica. Por medio de un análisis dimensional y direccional de los datos magnetotelúricos implementado a partir de la descomposición del tensor de impedancia magnetotelúrico multisitio-multifrecuencia y del análisis del tensor de fases, fue posible determinar la dirección de la estructura geoelectrica. Finalmente, se utilizó un esquema de inversión de 2D basado en el algoritmo de gradientes conjugados no lineales para obtener los modelos finales. Los modelos geoelectricos fueron generados a partir de la inversión del modo TE para cada uno de los perfiles propuestos; ya que la adquisición de los datos magnetotelúricos fue realizada en una zona costera, la variación del campo magnético debido a la concentración de corrientes inducidas en el océano (efecto de costa), afecta en mayor medida el modo de polarización TM.

Los modelos obtenidos muestran una anomalía conductiva próxima a la superficie, hasta profundidades de alrededor de 1.5 km, probablemente asociada al acuífero San Felipe – Punta Estrella y al material sedimentario; así también se observa la presencia de un gran cuerpo conductor a mayor profundidad, que posiblemente se encuentra asociado a la anomalía de temperatura del acuífero ubicado en la zona occidental de la planicie costera; además fue posible identificar un cuerpo resistivo al este de la zona de estudio, cuya naturaleza no es clara, probablemente relacionado con el basamento granítico.

Finalmente, la integración de la información geológica, geoquímica y geofísica previa, con los modelos geoelectricos generados en este trabajo, permiten inferir las estructuras del subsuelo relacionadas con las anomalías de temperatura observadas en superficie, sustentando la existencia de un potencial sistema geotérmico en la planicie costera de San Felipe - Punta Estrella.

Palabras Claves: Exploración Geotérmica, Método Magnetotelúrico, San Felipe (Baja California, México), Energía Sostenible

Abstract

The opening of the Gulf of California has developed enabling environments, in recent geological times, for the potential geothermal energy extraction. Previous studies in the San Felipe - Punta Estrella (Baja California) area have reported thermal activity including surface manifestations along the coast (hot springs) and a high temperature reservoir calculated using geothermometers.

The aim of this work is focused on determining the electrical resistivity distribution of the southern portion of the San Felipe - Punta Estrella coastal plain, over three magnetotelluric profiles, consisting of 13 surveys; and its interpretation under the incorporation of geological, geochemical and geophysical data of the study area, with geothermal exploration purposes. A dimensional and directional analysis of magnetotelluric data was implemented by using a magnetotelluric impedance tensor decomposition multisite-multifrequency and a phase tensor analysis, obtaining the direction of the geoelectrical structure. Finally, a 2D inversion scheme based on non-linear conjugate gradients was used to obtain the final models. The geoelectrical models were generated inverting the TE mode for each proposed profile, since magnetotelluric data acquisition was performed on a coastal area and the variation of the magnetic field due to the concentration of induced currents in the ocean (effect coast), mostly affects TM polarization mode.

The obtained models show a shallow conductive anomaly reaching about 1.5 km, probably associated with the aquifer San Felipe - Punta Estrella and sedimentary material; the presence of a large deeper conductive body is also observed, possibly associated with the aquifer temperature anomaly located on the western zone of the coastal plain. It was also possible to identify a resistive body to the east, whose nature is unclear, probably related to the granitic basement.

Finally, the integration of previous geological, geochemical and geophysics data, with geoelectrical models generated in this study, allow us to infer subsurface structures related to temperature anomalies observed on surface supporting the existence of a potential geothermal system in the San Felipe - Punta Estrella coastal plain.

Keywords: Geothermal Exploration, Magnetotelluric Method, San Felipe (Baja California, México), Sustainable Energy

A mi familia, mi motor:

Elizabeth y José Constantino

Pablo, Víctor y Johanna

Victoria

Agradecimientos

Al pueblo mexicano, a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra por abrirme sus puertas.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por otorgarme la beca durante el desarrollo de mis estudios de maestría.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN109114 “*Estudio de la resistividad geoelectrica debajo del volcán Popocatepetl a partir de datos magnetotelúricos*”. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida para la culminación de mis estudios.

A mi tutora la Dra. Claudia Arango Galván por su tiempo, conocimiento, acompañamiento, y comentarios para el desarrollo de la tesis.

A la Dra. Rosa María Prol Ledesma, responsable técnico del proyecto SENER-CONACYT 152823: “*Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos*”, bajo el cual se desarrolló el presente trabajo, por todo su tiempo y las aportaciones realizadas; y a todo su equipo de colaboradores, especialmente a Marcela Errasti.

Al Dr. José Manuel Romo y al personal del CICESE por proporcionarnos equipo y su valiosa ayuda en la campaña de adquisición de datos.

A los miembros de comité evaluador Dr. Arturo Martín Barajas, Dr. José Manuel Romo, Dr. Fernando Corbo y Dr. Eduardo Iglesias, por el tiempo dedicado en la revisión de la tesis y por los valiosos comentarios y sugerencias que mejoraron sustancialmente el mismo.

A mis amigos y compañeros en México por todo su cariño y apoyo: Judith, Carla, Sara, Yuly, Fernando, Nancy, Giselle, Diego, Dulce, José Luis, Félix, José C. y May.

A mis amigos en Colombia que siempre me mandaron su mejor energía: Ángela, Laura L., Laura G., Laura Z., Paulo, Karen, Maye, Andrés, Alex, Natalia y Marce.

A toda mi familia por su apoyo incondicional.

Y especialmente a Antonio por acompañarme en esta aventura y caminar a mi lado.

CONTENIDO

Resumen	i
Abstract	iii
Dedicatoria	v
Agradecimientos.....	vii
Lista de Figuras	xiii
Lista de Tablas	xvii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	3
2. GEOTERMIA	5
2.1. Energía Geotérmica	5
2.2. Geotermia en México.....	9
3. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	13
3.1. Marco Tectónico	14
3.1.1. Terreno Tetonoestratigráfico Caborca.....	14
3.1.2. Ambiente Tectónico	16
3.2. Marco Geológico	18
3.2.1. Planicie Costera de San Felipe – Punta Estrella.....	20
3.3. Hidrogeología	21

4.	ANTECEDENTES GEOQUÍMICOS.....	25
4.1.	Composición Química y Clasificación de Aguas	26
4.2.	Geotermometría	30
4.3.	Composición de Isotopos Estables	35
5.	MARCO GEOFÍSICO	39
5.1.	Antecedentes Geofísicos.....	39
5.2.	Estudio Magnetotelúrico en la Porción Sur de la Planicie Costera de San Felipe – Punta Estrella	41
5.2.1.	Fundamentos del Método Magnetotelúrico	41
5.2.1.1.	Tensor de Impedancias.....	44
5.2.1.2.	Resistividad aparente y fase (ρ_a, ϕ).....	45
5.2.1.3.	Función de Transferencia Geomagnética (<i>Tipper</i>).....	46
5.2.1.4.	Penetración Nominal (<i>Skin Depth</i>).....	46
5.2.2.	Metodología.....	47
5.2.2.1.	Procedimiento de Campo y Adquisición de Datos	47
5.2.2.2.	Procesamiento de las Señales de Tiempo.....	52
5.2.2.3.	Análisis de Dimensionalidad y Direccionalidad	54
5.2.2.3.1.	Corrimiento Estático (<i>Static Shift</i>)	54
5.2.2.3.2.	Dimensionalidad Geoeléctrica	56
5.2.2.3.3.	Métodos de Análisis de Dimensionalidad y Direccionalidad	58
5.2.2.3.3.1.	Descomposición del Tensor de Impedancia Multisitio-Multifrecuencia.....	58
5.2.2.3.3.2.	Tensor de Fases Magnetotelúrico	59
5.2.2.3.4.	Resultados del Análisis de Dimensionalidad y Direccionalidad.....	61
5.2.2.4.	Modelación 2D de Datos Magnetotelúricos.....	69

5.2.2.4.1. Algoritmo de Gradientes Conjugados No Lineales Para la Inversión 2D de Datos Magnetotelúricos	70
5.2.2.4.2. Procedimiento y Resultado de la Modelación 2D	72
5.2.2.4.3. Análisis de los Modelos de Resistividad Adquiridos.....	77
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	81
6.1. Discusión	83
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	87
Referencias	89
Anexos	101

Lista de Figuras

Figura 2.1 Representación esquemática de un sistema geotérmico ideal (Dickson y Fanelli, 2004).....	7
Figura 3.1 Mapa de la geología regional de la Provincia del Golfo Extensional en el noreste de Baja California (Modificado de Seiler <i>et al.</i> , 2010). CH= Cuenca Huatamote, CSR=Cuenca Santa Rosa, DSR= <i>Detachment</i> Santa Rosa, ZTA= Zona de Transferencia Amarillo.....	13
Figura 3.2 Terrenos tectonoestratigráficos de la Península de Baja California (Sedlock, 2003). La región de estudio, al noreste de Baja California, se encuentra sobre el terreno Caborca.....	15
Figura 3.3 Mapa geológico (Modificado de Seiler <i>et al.</i> , 2010) y localización de manifestaciones termales (según Barragán <i>et al.</i> 2001; Lynn, 1978).CH= Cuenca Huatamote, DSR= <i>Detachment</i> Santa Rosa, FA= Falla Amarillo, ZTA= Zona de Transferencia Amarillo.....	21
Figura 3.4 Localización del acuífero San Felipe – Punta Estrella (CONAGUA, 2008).....	22
Figura 3.5 Profundidad del nivel estático del acuífero de San Felipe – Punta Estrella (CONAGUA, 2008).	24
Figura 4.1 a) Diagrama ternario Cl-SO ₄ -HCO ₃ (Barragán <i>et al.</i> , 2001) y b) Diagrama de Piper para las muestras (Barragán <i>et al.</i> , 2001; Lynn, 1978).	28
Figura 4.2 Diagrama de Schoeller para muestra manantiales de San Felipe y Punta Estrella (Barragán <i>et al.</i> , 2001). Se observa en la gráfica como el Na y Cl presenta una mayor concentración respecto a las demás trazas químicas.	30
Figura 4.3 Diagrama ternario Na-K-Mg para las muestras de manantiales de San Felipe (SF) y Punta Estrella (PE, PENS y PES) (Giggenbach, 1988; Lynn, 1978; Barragán <i>et al.</i> , 2001).....	32
Figura 4.4 Isolineas de temperatura de los pozos de agua y norias del acuífero de San Felipe y Punta Estrella (Fuente: CONAGUA, 1989; Prol-Ledesma <i>et al.</i> , 2014).....	33
Figura 4.5 (a) Valores de δD y $\delta^{18}O$ para muestras termales, círculos blancos, y aguas meteóricas locales, círculos negros (Ellis y Mahon, 1977). (b) Composición isotópica del	

agua enriquecida a partir de un sistema geotérmico dado, de los condensados fumarólicos de volcanes andesíticos, y de las aguas subterráneas locales asociados (Giggenbach, 1992).	
LMM= Línea meteórica mundial.	36
Figura 4.6 Estudio de δD vs. $\delta^{18}O$ de las muestras en comparación con GMWL (Barragán <i>et al.</i> , 2001).....	37
Figura 4.7 Gráfico δD vs.Cl de las muestras y agua de mar (Barragán <i>et al.</i> , 2001).....	38
Figura 5.1 Perfiles geoelectricos a partir de SEV sobre la planicie costera de San Felipe-Punta Estrella (CONAGUA, 1989).	40
Figura 5.2 Ubicación de sondeos y perfiles magnetotelúricos en el valle San Felipe – Punta Estrella (Modificado de Seiler <i>et al.</i> , 2010). CH= Cuenca Huatamote, DSR= <i>Detachment</i> Santa Rosa.	48
Figura 5.3 Equipo utilizado en los sondeos magnetotelúricos a) Sistema de adquisición de datos Metronix ADU-07 b) Electrodo (EFP-06) de terreno de banda ancha, de tipo Pb/PbCl ₂ , c) Bobina de inducción magnética (MFS-06e).....	49
Figura 5.4 Configuración en campo de la instrumentación del método magnetotelúrico....	50
Figura 5.5 Curvas de resistividad y fase del sitio de sondeo SF09, después del procesamiento de las señales de tiempo.	53
Figura 5.6 a) Efecto galvánico de la topografía (Jiracek, 1990) b) Bosquejo del <i>static shift</i> . La línea continua corresponde a la resistividad aparente en caso de no haber heterogeneidades superficiales o variaciones en la topografía (Sternberg <i>et al.</i> , 1985).....	54
Figura 5.7 Bosquejo de un dimensionalidad 2D con la configuración de los modos TE y TM.	57
Figura 5.8 Representación gráfica del tensor de fases (Caldwell <i>et al.</i> , 2004).	61
Figura 5.9 Gráfica de los parámetros de <i>twist</i> , <i>shear</i> y <i>strike</i> , y desajuste para el sitio SF04; obtenidas del programa <i>Strike</i> para bandas de frecuencias en décadas logarítmicas, con todos los parámetros constantes en 6 bandas de frecuencia. Dado que el promedio del desajuste es <2 , el modelo de distorsión se ajusta a los datos.	62
Figura 5.10 Gráfica de los parámetros de <i>twist</i> , <i>shear</i> y <i>strike</i> , y desajuste para el sitio SF04; obtenidas del programa <i>Strike</i> para bandas de frecuencias en décadas logarítmicas, con el <i>twist</i> fijado en 3.7° y lo parámetros <i>shear</i> y <i>strike</i> constantes en 6 bandas de	

frecuencia. Dado que el promedio del desajuste es <2 , el modelo de distorsión se ajusta a los datos.	62
Figura 5.11 Gráfica de los parámetros de <i>twist</i> , <i>shear</i> y <i>strike</i> , y desajuste para el sitio SF04; obtenidas del programa <i>Strike</i> para 6 bandas de frecuencias en décadas logarítmicas, con el <i>twist</i> y el <i>shear</i> fijados en 3.7° y 4.7° , respectivamente. Dado que el promedio del desajuste es <2 , el modelo de distorsión se ajusta a los datos.	63
Figura 5.12 Gráficos de los parámetros elipticidad, β y <i>strike</i> para el sitio SF04 a lo largo del rango de periodos, adquiridos con el código desarrollado por Caldwell <i>et al.</i> , (2004) a partir del tensor de fases.	65
Figura 5.13 Esquema de elipses del tensor de fases a lo largo del rango de frecuencias para cada uno de los sitios de los perfiles A-A', B-B' y C-C'.	66
Figura 5.14 Dimensionalidad a lo largo del rango de frecuencias de cada sitio, para los perfiles A-A', B-B' y C-C'.	66
Figura 5.15 Diagramas de rosas por bandas de frecuencias del <i>strike</i> regional de los sondeos realizados. La dirección norte corresponde a 0°	67
Figura 5.16 Vectores de inducción para 0.1 Hz (Modificado de Seiler <i>et al.</i> , 2010). CH= Cuenca Huatamote, DSR= <i>Detachment</i> Santa Rosa.	69
Figura 5.17 Modelos 2D de resistividad eléctrica de los perfiles A-A', B-B' y C-C' adquiridos utilizando los datos TE.	75
Figura 5.18 Comparación de las pseudosecciones observadas y calculadas de la resistividad aparente y fase del modo TE para el perfil A-A'.	76
Figura 5.19 Comparación de las pseudosecciones observadas y calculadas de la resistividad aparente y fase del modo TE para el perfil B-B'.	76
Figura 5.20 Comparación de las pseudosecciones observadas y calculadas de la resistividad aparente y fase del modo TE para el perfil C-C'.	77
Figura 5.21 Principales estructuras geoelectricas identificadas en los modelos 2D de resistividad eléctrica de los perfiles A-A', B-B' y C-C' adquiridos utilizando los datos TE.	79
Figura 6.1 Localización y comparación de los perfiles geoelectricos trazados por la CONAGUA (1989) y los realizados por el actual trabajo. CH= Cuenca Huatamote, DSR= <i>Detachment</i> Santa Rosa.	84

Figura 6.2 Sobreposición de la temperatura del agua del acuífero (capa superficial) sobre un modelo solido de resistividades (parte inferior) interpolado a partir de los modelos bidimensionales. 86

Lista de Tablas

Tabla 2.1 La utilización de la energía geotérmica para la generación de energía eléctrica a 31 de Diciembre de 2013 (Gutiérrez-Negrín <i>et al.</i> , 2015).....	10
Tabla 2.2 Principales datos sobre la producción geotérmica eléctrica en México en los últimos 18 años (Hiriart-Le Bert y Gutiérrez-Negrín, 1996; Quijano-León y Gutiérrez-Negrín, 2000; Gutiérrez-Negrín <i>et al.</i> , 2010; y Gutiérrez-Negrín <i>et al.</i> , 2015).	11
Tabla 4.1 Composición química de muestras de aguas de los manantiales (Lynn, 1978 ⁽¹⁾ ; Barragán <i>et al.</i> , 2001 ⁽²⁾). Notar como las muestras de manantiales presentan ligeramente valores ácidos de pH y concentraciones de Na y Cl mayores que otras trazas químicas.	29
Tabla 4.2 Temperaturas estimadas (°C) calculadas con geotermómetros catiónicos y de sílice para las muestras de San Felipe y Punta Estrella (Lynn, 1978 ⁽¹⁾ ; Barragán <i>et al.</i> , 2001 ⁽²⁾).....	33
Tabla 4.3 Temperatura en superficie de las aguas de pozos y norias del acuífero San Felipe – Punta Estrella (CONAGUA, 1989 ⁽¹⁾ ; Prol-Ledesma <i>et al.</i> , 2014 ⁽²⁾).	34
Tabla 5.1 Variantes del Método Magnetotelúrico (Smirnov <i>et al.</i> , 2008; Hersir y Árnason, 2009). AMT=Audiomagnetotelúrico, CSAMT= Audiomagnetotelúrico de fuente controlada, LMT= Magnetotelúrico de periodo largo, MT=Magnetotelúrico, RMT= Radiomagnetotelúrico.....	42
Tabla 5.2 Coordenadas geográficas, coordenadas UTM de la zona 11R y elevación de los sitios de medición (ver Figura 5.2).....	48
Tabla 5.3 Relación de sitios medidos simultáneamente para aplicación de la metodología de referencia remota.	51
Tabla 5.4 Parámetro <i>strike</i> por bandas de frecuencias para cada uno de los perfiles una vez fijados los parámetros <i>twist</i> y <i>shear</i> , obtenidos a partir del programa <i>Strike</i>	64
Tabla 5.5 Análisis comparativo del <i>strike</i> por perfiles entre las metodologías expuestas por McNeice y Jones (2001) y Caldwell <i>et al.</i> , (2004), en el rangos de frecuencia medidos y por bandas de frecuencia delimitadas por las décadas logarítmicas.	68

1. INTRODUCCIÓN

Desde hace décadas, el desarrollo e implementación de la energía geotérmica en el mundo, y de otras energías renovables, ha tomado fuerza con el objetivo de disminuir los índices de concentración de gases de efecto invernadero; México ha tomado un papel importante en ello, al producir 6069.7 GWh de energía eléctrica de origen geotérmico en el año 2013 (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015), posicionándose como el cuarto país a nivel mundial en generación de energía geotérmica (AGM, 2013).

La presencia de yacimientos geotérmicos se encuentra fuertemente asociada a límites entre placas tectónicas. Es por esto que el país presenta un gran potencial, especialmente en la zona central y occidental del territorio nacional. Los yacimientos geotérmicos se pueden clasificar como de alta, media y baja entalpia, con temperaturas $>200^{\circ}\text{C}$, $150\text{-}200^{\circ}\text{C}$ y $90\text{-}150^{\circ}\text{C}$, respectivamente (Gutiérrez-Negrín, 2012). Los yacimientos de alta y media entalpia son aptos para la generación de energía eléctrica dado su grado de energía térmica y los yacimientos de baja entalpia son útiles para el uso directo de la energía (procesos industriales, calefacción, acuicultura, etcétera).

La península de Baja California, por encontrarse sobre una zona tectónicamente activa, posee gran potencial para el desarrollo de campos geotérmicos a lo largo de su territorio. Muestra de ello son los campos geotérmicos de Cerro Prieto, ubicado al Norte de Baja California, y Las Tres Vírgenes, al norte de Baja California Sur, que en conjunto tienen una capacidad instalada de 730 MW (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015). Arango-Galván *et al.* (2015) evalúan los recursos geotérmicos de la península, donde identifican varias zonas

sobre la costa este. Particularmente, la zona de estudio de San Felipe – Punta Estrella presenta manifestaciones termales en la costa, donde Barragán *et al.* (2001) concluyen que sus fluidos se componen de una mezcla de agua de mar, aguas meteóricas superficiales y lixiviados de evaporitas con más cambio positivo de oxígeno, esto debido a los procesos de interacción agua-roca. También estimaron una temperatura del reservorio para muestras líquida y gas del sitio de San Felipe entre 217 y 254°C, que lo definen como uno de alta temperatura y sugieren potencial a explotar.

Con fines hidrogeológicos, la CONAGUA (1989) realizó el primer estudio geofísico sobre la planicie costera al sur de San Felipe sobre el acuífero San Felipe – Punta Estrella, objeto del presente estudio. Trazaron perfiles geoeléctricos a partir de sondeos eléctricos verticales (SEV), caracterizando cualitativamente las resistividades de la litología presente en el relleno de la cuenca. Sin embargo, no se posee información de la distribución de la resistividad eléctrica de las rocas en los primeros 10 km de profundidad y su interpretación bajo el contexto geotérmico de la zona. Para determinar dicha distribución de resistividad eléctrica de la corteza superior, el método magnetotelúrico es uno de los más utilizados.

Los métodos electromagnéticos, como el método magnetotelúrico (MT), juegan un papel importante en las etapas de prefactibilidad y factibilidad de un proyecto geotérmico, previo a la perforación de pozos. Éste infiere la resistividad eléctrica del subsuelo a partir de campos eléctricos y magnéticos naturales medidos en superficie; donde la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo depende de la amplitud, la fase y la relación direccional entre el campo eléctrico y el campo magnético sobre la superficie (Vozoff, 1972). Dicha metodología ayuda a caracterizar zonas, como la distribución de la conductividad, la geología estructural, la identificación de cuerpos intrusivos, cámaras magmáticas, procesos de fusión parcial y sellos arcillosos (Meju, 2002).

Trabajos como los de Muñoz (2013), Meju (2002), Spichak y Manzela (2009), entre otros; condensan estudios realizados en diversos sistemas geotérmicos, dejando descubierto el comportamiento de la anomalía de resistividad en cada uno de ellos. Estos trabajos muestran cuán variadas pueden llegar a ser la geología, geoquímica y geofísica de los yacimientos geotérmicos, y que a pesar que se persiguen ciertos rasgos para caracterizar el sistema, como son la permeabilidad, porosidad, temperatura, tipo de fluido geotermal y su

flujo (Archie, 1942); no son una regla general en la determinación de los yacimientos geotérmicos.

1.1. Objetivos

El objetivo general de este trabajo se centra en realizar un estudio de resistividad eléctrica en la porción sur de la planicie costera de San Felipe – Punta Estrella en el estado de Baja California.

En tanto que los objetivos particulares, derivados del anterior son:

- Determinar la distribución de la resistividad eléctrica del posible yacimiento geotérmico en la planicie costera de San Felipe - Punta Estrella a través de un estudio magnetotelúrico, a lo largo de tres perfiles.
- Complementar los modelos de resistividad eléctrica adquiridos con información geológica, geoquímica y geofísica para la interpretación y caracterización del posible yacimiento geotérmico.

2. GEOTERMIA

2.1. Energía Geotérmica

Existen diversas evidencias de que la temperatura en el interior de la Tierra es mucho más elevada que en la superficie. La presencia de manantiales termales, volcanes, géiseres, y demás manifestaciones térmicas nos garantiza la existencia de un calor que proviene desde el interior de la Tierra. Este calor es una forma de energía llamada comúnmente energía geotérmica, que es la responsable de fenómenos geológicos a gran escala.

El término *energía geotérmica* es empleado para aquella porción de calor de la Tierra que puede, o podría, ser recuperado y explotado por el hombre (Dickson y Fanelli, 2004). Esta energía es renovable en el sentido de que hay una gran cantidad de calor almacenado en el interior del planeta y el consumo humano no puede agotar este depósito de energía (Barbier, 1997; Stober y Bucher, 2013).

Todos los procesos geodinámicos que suceden en la Tierra son controlados por la transferencia y generación de calor en su interior. Desde los procesos más superficiales hasta los volcanes, las intrusiones, sismos, orogenia y metamorfismo. El calor es el motor de la tectónica de placas, que involucra a la litosfera y a la astenósfera, y otros procesos a mayor profundidad, como los movimientos de convección en el manto y en el núcleo externo. Al aumento de la temperatura con la profundidad en la corteza terrestre se le denomina *gradiente geotérmico* y es, en término medio, de 25-30°C/km. En cambio, hay lugares donde este gradiente de temperatura es mayor, constituyendo una anomalía geotérmica (Barbier, 1997; Pous y Jutglar, 2004).

La generación de calor al interior de la tierra está regida bajo dos grandes mecanismos de aportación: a) el calor aportado por el decaimiento radiactivo de isotopos de periodos de vida larga (^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K), presentes en la corteza y el manto, los cuales se estima que contribuyen en un 60% del calor total del planeta; y b) una segunda aportación de aproximadamente un 40% que deriva del calor remanente desde la temprana formación del núcleo del planeta (Glassley, 2010). En esta, el fluido del núcleo externo se está cristalizando continuamente, por lo cual el núcleo interno aumenta su tamaño a razón de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ y libera energía en forma de calor (Pous y Jutglar, 2004).

Entre los mecanismos de propagación del calor se encuentran: a) La propagación de calor por radiación electromagnéticas, siendo ésta baja para los procesos geodinámicos; b) La propagación por conducción se da a través de un medio por la interacción molecular o atómica dentro del mismo; el calor es propagado desde una zona de alta temperatura a una de baja temperatura, propiciando que la velocidad a la cual se propaga en un sólido sea proporcional al gradiente de temperatura. Este proceso de propagación es el más importante en la litosfera y el núcleo interno de la Tierra; c) La propagación por convección, donde las moléculas del medio son las que se mueven de un lugar a otro, siendo éste el mecanismo más importante en fluidos. En este caso, en presencia de gravedad, un cuerpo con menor densidad tiende a elevarse por encima de cuerpos más densos (Barbier, 1997; Glassley, 2010).

Sistemas Geotérmicos

Un yacimiento geotérmico puede ser definido básicamente como un depósito de un fluido caliente en el subsuelo, a partir del cual es posible extraer el calor con fines lucrativos y utilizarse para generar energía eléctrica o para cualquier otra aplicación industrial, agrícola o doméstica. Según Prol-Ledesma (1988), un sistema geotérmico hace alusión a un sistema de transporte de calor desde una fuente a profundidad hasta una zona de descarga que generalmente es la superficie de la Tierra. Este transporte es realizado mediante fluidos como agua caliente, salmuera, vapores y gases en un sistema geotérmico.

Un sistema geotérmico puede contener el calor en la roca sólida y en los fluidos que llenan las fracturas y espacios de poros dentro de la roca. La evaluación de los recursos geotérmicos se hacen sobre la base de los datos geológicos y geofísicos, tales como a) la

profundidad, el espesor y la extensión de los acuíferos geotérmicos, b) las propiedades de las formaciones de roca, c) la salinidad y la geoquímica de fluidos, y d) la temperatura, la porosidad y la permeabilidad de formaciones rocosas (Gupta y Roy, 2007).

Para que un yacimiento geotérmico hidrotermal exista, debe cumplir con tres requisitos básicos: 1) una fuente de calor, 2) un reservorio para la acumulación del fluido y del calor (capa de alta porosidad y permeabilidad) y 3) una barrera para mantener el calor confinado (roca impermeable por encima del reservorio) (Figura 2.1). De todos los elementos que constituyen un sistema geotérmico, la fuente de calor es el único que debe ser natural. Si las condiciones son favorables, los otros dos elementos pueden ser artificiales. Por lo tanto, los sistemas geotérmicos, debido a una serie de condiciones geológicas, podrían resultar en una de las siguientes categorías: vapor dominante, líquido dominante, geopresurizado y roca seca caliente (Gupta y Roy, 2007).

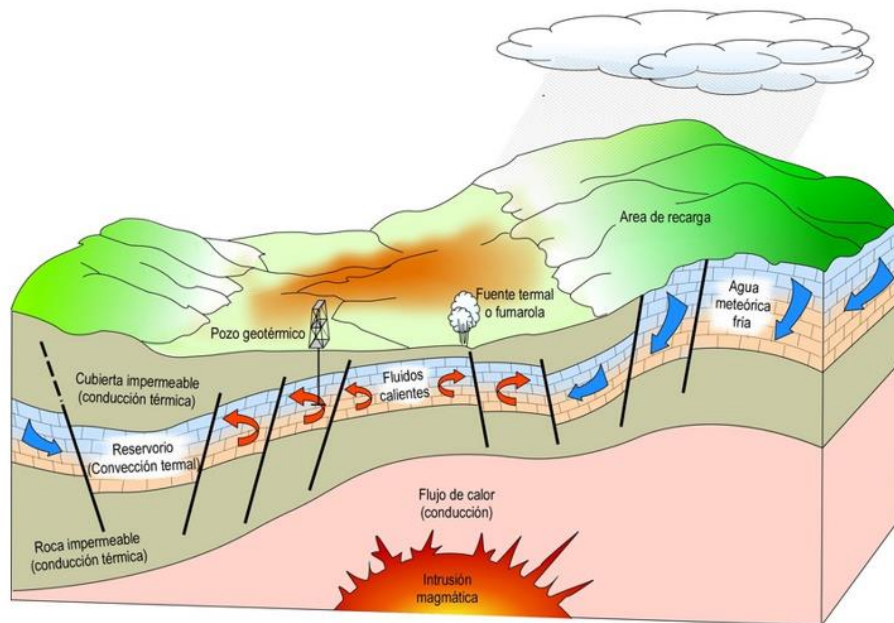


Figura 2.1 Representación esquemática de un sistema geotérmico ideal (Dickson y Fanelli, 2004).

a) Sistema vapor-dominante

En un sistema de vapor-dominante, aparte de los requisitos que debe poseer un sistema geotérmico, ya sea de vapor húmedo o seco, debe incluir un suministro adecuado de agua. Al momento en que el agua es transportada a la superficie, la presión disminuye bruscamente generando una gran cantidad de vapor y manifestaciones superficiales

asociadas, como los géiseres, manantiales termales, fumarolas, zonas de alteración de la roca, etcétera. Dichos sistemas, son vinculados generalmente a vulcanismo reciente (Plio-Cuaternario), donde se ha comprobado que las intrusiones de magma (500-1000°C) a profundidades que oscilan entre pocos a varios kilómetros de la superficie de la Tierra, son su fuente principal. Estas intrusiones de magma ascienden a través de fallas en zonas con fuerte actividad tectónica (Pous y Jutglar, 2004).

El reservorio que contiene el calor debe presentar porosidad y permeabilidad, lo cual garantizará el flujo de las corrientes de convección del fluido, homogeneizando la temperatura entre la base y el techo del reservorio. También, debe garantizar una buena conexión con la superficie para permitir el ingreso de agua meteórica generalmente, a partir de un sistema de fallas. Sobre éste, es necesario que exista una capa sello que mantenga el agua atrapada; por esto, la barrera no puede tener fisuras por las que se escape el fluido en convección. Es común que las alteraciones hidrotermales de las rocas y la precipitación de minerales favorecen la formación de un sello, impidiendo el escape de energía.

b) Sistema líquido-dominante

En sistemas líquido-dominantes, o de agua caliente, ocurren típicamente en profundidades entre 1.5-3 km, donde las condiciones geológicas son similares a las de un sistema de agua subterránea ordinaria. Ahora bien, un campo geotérmico de agua caliente podría desarrollarse en ausencia de una roca sello, si los gradientes térmicos y la profundidad del acuífero son suficientes para mantener una circulación convectiva (Barbier, 1997).

c) Sistema geopresurizado

Representa un sistema en el que el agua contenida en el reservorio se encuentra sometida a grandes presiones, producto de la sedimentación. Estos sistemas pueden estar en contextos de cualquier edad, pero generalmente se encuentran en rocas de edad mesozoica (menos de 60 millones de años). Se pueden encontrar en zonas con gradientes geotérmicos normales, pero a profundidades de 6 km o más donde las temperaturas son superiores a 150°C. Dichos acuíferos contienen agua caliente a presiones entre 40-90% superiores a la presión hidrostática.

d) Sistema de roca caliente seca (*HDR*)

Los sistemas geotérmicos *HDR* (de sus siglas en inglés: *Hot Dry Rock*) almacenan el calor en rocas calientes, poco permeables dentro de la corteza de la Tierra, con poco o nula disponibilidad de líquido para almacenar o transportar dicho calor. Este tipo de sistema existe en toda la corteza terrestre; por su enorme extensión y volumen constituyen una fuente de energía que a futuro podría ser una de las más importante en la Tierra (Tester *et al.*, 2006).

Para el aprovechamiento de dichos sistemas es necesario realizar fracturas de forma artificial por medio de fracturación hidráulica o explosivos, inyectando agua procurando que alcance la mayor área de contacto de roca caliente.

El criterio más común para clasificar los recursos geotérmicos está basado en la entalpía de los fluidos geotermiales. La entalpía es una función de la temperatura, este término se utiliza para expresar el contenido de calor (energía térmica) de los fluidos (Dickson y Fanelli, 2004). Según la temperatura del fluido los sistemas geotérmicos también pueden ser clasificados como: a) alta entalpía, con temperaturas mayores a 200°C, b) entalpía media, temperaturas entre 150-200°C, y c) baja entalpía, con temperaturas entre 90-150°C (Gutiérrez-Negrín, 2012). Los yacimientos de alta y media entalpía son aptos para la generación de energía eléctrica y los yacimientos de baja entalpía son útiles para el uso directo de la energía (procesos industriales, calefacción, acuicultura, etcétera). En general, las zonas con potencial geotérmico son de gran aliciente para comunidades aisladas donde el servicio de energía eléctrica es precario por el poco desarrollo socioeconómico, carencia de infraestructura y topografía agreste.

2.2. Geotermia en México

La República Mexicana posee un gran potencial geotérmico distribuido en la zona central y occidental del territorio nacional, debido a su ubicación privilegiada dentro del Cinturón de Fuego del Pacífico, la cual se encuentra asociada a límites entre placas tectónicas. Aunado a esto, desde hace décadas el desarrollo e implementación de la energía geotérmica en el mundo, y de otras energías renovables, ha tomado fuerza con el objetivo de disminuir los índices de concentración de gases de efecto invernadero. México ha tomado un papel importante en ello, al producir 6069.7 GWh de energía eléctrica de origen geotérmico,

contribuyendo 2.4% al servicio eléctrico nacional, con una capacidad instalada de 1017.4 MW en 2013, distribuida en cuatro campos en operación (Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes) (Tabla 2.1) (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015), posicionando al país en el cuarto lugar a nivel mundial en generación de energía geotérmica (AGM, 2013; Bertani, 2015; Matek, 2015).

Tabla 2.1 La utilización de la energía geotérmica para la generación de energía eléctrica a 31 de Diciembre de 2013 (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015).

Instalación	Capacidad Instalada (MWe)	Capacidad de Funcionamiento (MWe)	Energía Anual Producida en 2013 (GWh)
Cerro Prieto	720	570	4127.02
Los Azufres	194	191	1542.39
Los Humeros	93.4	68.4	345.78
Las Tres Vírgenes	10	10	54.57
Total	1017.4	839.4	6069.76

En 1959 empezó a operar en el campo geotérmico de Pathé, Hidalgo, la primera unidad geotermoeléctrica del país, con 3.5 MW de capacidad, actualmente fuera de operación (Hiriart-Le Bert *et al.*, 2011). Desde ese momento, el país ha tenido un crecimiento paulatino en el aprovechamiento y generación de esta energía, con la construcción de los campos ya mencionados (Cerro Prieto en 1973, Los Azufres en 1982, Los Humeros en 1990 y Las Tres Vírgenes en 2002). Sin embargo, a pesar de todo el potencial geotérmico existente en el territorio nacional, con reservas posibles de 7422 MW y reservas probables de 2077 MW (Ordaz-Méndez *et al.*, 2011), el incremento y aprovechamiento de dicha energía no ha sido como se esperaba. Esto se observa, a manera de ejemplo, ya que entre 2009 y 2013 el aumento real de la energía geotérmica en México fue de sólo 59 MW, alrededor de 6% a lo largo del período (sólo aproximadamente el 1% anual). Y sólo considerando la capacidad de funcionamiento, hubo una disminución neta de 12,5%, pasando de 958 MW en 2008 a 839 MW en 2013, como se observa en la Tabla 2.2 (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010).

Observando la falta de aprovechamiento de este potencial, necesario para el abastecimiento de energía para la población mexicana, y el compromiso en el cuidado del medio ambiente, el Gobierno de la República ha implementado la Ley para el Aprovechamiento de Energías

Renovables y el Financiamiento de la Transición Energética, promulgada el 7 de junio de 2008, en la cual se establece que para el año 2024 el 35% de la energía generada en el país debe provenir de recursos energéticos renovables (Ley LAERFTE, 2008). De esta forma, se busca cubrir lo demandado por la Agencia Internacional de Energías Renovables (IRENA) que a través del proyecto REmap 2030, vinculado a la iniciativa de 2011 de las Naciones Unidas “SE4ALL” (*Sustainable Energy for All*), busca que para el año 2030 la generación de energía por fuentes renovables se eleve un 30% (SENER, 2014).

Tabla 2.2 Principales datos sobre la producción geotérmica eléctrica en México en los últimos 18 años (Hiriart-Le Bert y Gutiérrez-Negrín, 1996; Quijano-León y Gutiérrez-Negrín, 2000; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010; y Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015).

Año	Capacidad Instalada (MW)	Capacidad de Funcionamiento (MW)	Energía Anual Producida en 2013 (GWh)
1995	753	753	5682
1999	755	755	5619
2003	953	953	6282
2008	958	958	7047
2011	958	883	6524
2012	958	805	5817
2013	1017	839	6070

Por lo tanto, para dar cumplimiento con lo anteriormente expuesto, desde las diferentes instituciones en pro del aprovechamiento de la energía geotérmica, se conformó el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo) en el año 2013. Dicho consorcio se encuentra integrado por 21 entidades, 12 instituciones académicas y 9 empresas del sector público y privado (AGM, 2013). Es así como desde el interés de las instancias gubernamentales, la academia y la sociedad civil, han permitido el desarrollo de proyectos como la “*Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos*”, bajo el que se desarrolla el presente trabajo, con el objeto de demostrar que los sistemas hidrotermales reportados en la zona de la Península de Baja California podrían ser una fuente confiable de energía a diversas escalas (SENER, 2013).

3. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

El lugar del actual estudio se encuentra en la planicie costera de San Felipe – Punta Estrella al noreste de la península de Baja California (Figura 3.1). La zona de estudio, y gran parte del estado, se caracteriza por un clima árido y escasa lluvia, y un rango de temperatura entre 8-25°C; con una estación fría bien definida (SGM, 2011).

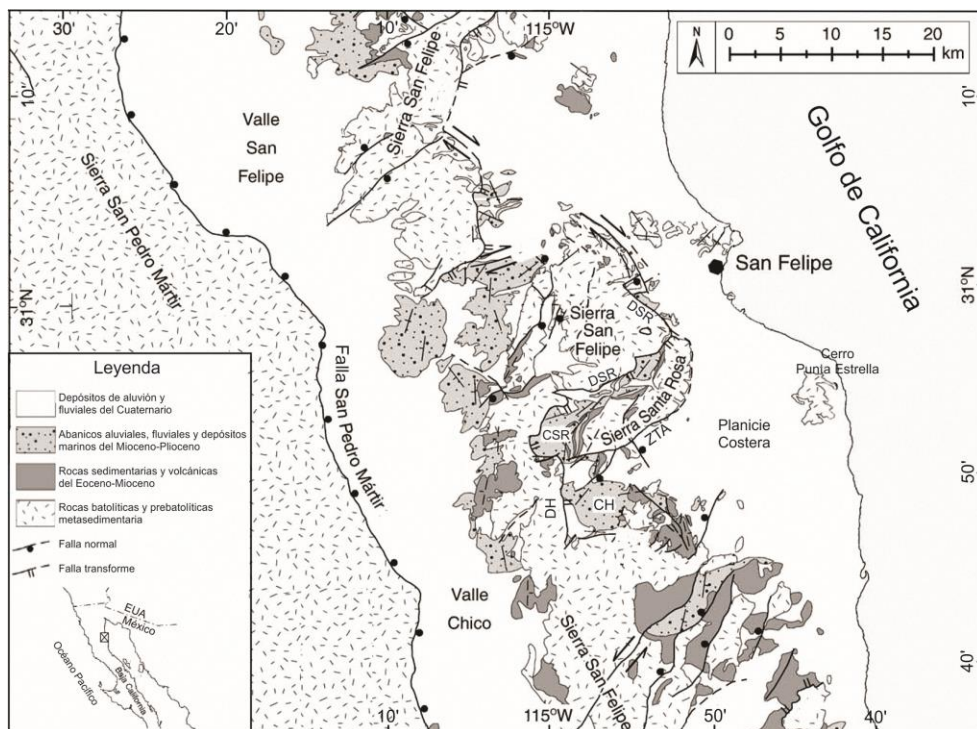


Figura 3.1 Mapa de la geología regional de la Provincia del Golfo Extensional en el noreste de Baja California (Modificado de Seiler *et al.*, 2010). CH= Cuenca Huatamote, CSR=Cuenca Santa Rosa, DSR=*Detachment* Santa Rosa, ZTA= Zona de Transferencia Amarillo.

La planicie costera de San Felipe – Punta Estrella se encuentra dentro de la subprovincia Desierto de Sonora, ubicada en el noreste del Estado (SGM, 2011). Esta es una cuenca que contiene el acuífero San Felipe–Punta Estrella. En la zona se pueden encontrar montañas complejas constituidas por rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, y disectadas por angostos valles de origen tectónico. Las sierras de la zona son altas con laderas escarpadas, con una orientación NW-SE a excepción de la parte norte de la sierra de San Felipe que es NE-SW (Figura 3.1). Sus altitudes oscilan entre los 500 m.s.n.m. a 3100 m.s.n.m. (Sierra San Pedro Mártir), son sierras asimétricas, ya que el flanco oriental está más estrecho, escarpado, probablemente por los levantamientos más intensos de la margen occidental del golfo de California (Corral-Gastelum *et al.*, 1998).

Las sierras de San Felipe y Santa Rosa están compuesta por afloramientos de rocas graníticas que forman el basamento de las cuencas de Valle Chico, Valle de San Felipe y La Cuenca de Santa Rosa. La Sierra de San Felipe es el límite oeste de la planicie costera en estudio, tiene una longitud de ~67.5 km y un ancho de 20 km. Su relieve es irregular y alcanza una altura de 1200 msnm; además está disectada por un patrón de drenajes complejo, en parte controlado por las diaclasas y tiene una orientación N-S (Slyker, 1970).

Valle Chico y el Valle de San Felipe corresponde a dos geoformas continuas que se hallan al oeste de la sierra de San Felipe y al este de la Sierra San Pedro Mártir (Figura 3.1). Valle Chico es de forma alargada con pendientes muy suaves. Presenta 62.5 km de longitud y 12.5 km de anchura; con una elevación promedio de 500 msnm, el cual presenta una composición principalmente de depósitos de tipo aluvial. El Valle de San Felipe, al norte de Valle Chico, es semejante a este último, pero presenta mayor inclinación hacia la costa; con una longitud aproximada de 30 km y 12.5 km de ancho en promedio. Presenta depósitos aluviales procedentes de la sierra San Pedro Mártir que llegan a formar condiciones lacustres intermitentes (CONAGUA, 2008).

3.1. Marco Tectónico

3.1.1. Terreno Tetonoestratigráfico Caborca

Diferentes autores como Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993) se dieron en la tarea de clasificar la geología de México, agrupando las rocas por su edad, origen, rasgos

tectónicos y distribución geográfica. Generando de esta forma los llamados “*Terrenos Tectonoestratigráficos*” que son entidades geológicas de extensión regional que se encuentran limitados por fallas y que están caracterizados por una historia geológica diferente a la de las entidades contiguas.

Tomando como base la división realizada por Sedlock (2003), la península de Baja California se encuentra dividida en cinco terrenos tectonoestratigráficos (Figura 3.2): Yuma, Alisitos, Caborca, Cochimi y Los Cabos.

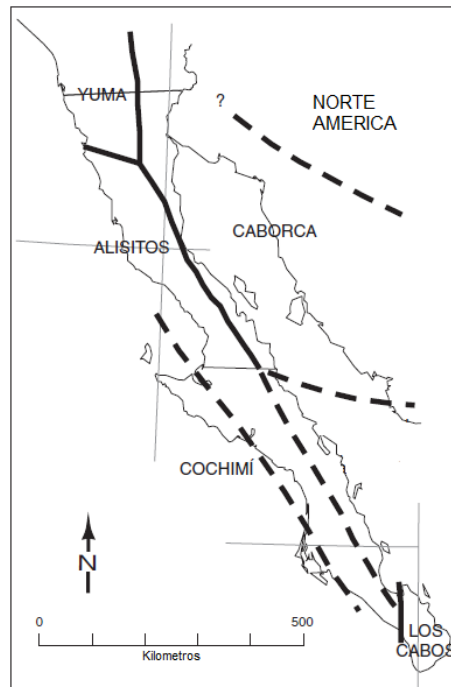


Figura 3.2 Terrenos tectonoestratigráficos de la Península de Baja California (Sedlock, 2003). La región de estudio, al noreste de Baja California, se encuentra sobre el terreno Caborca.

La columna estratigráfica del terreno Caborca, donde se encuentra la zona de estudio, está basada en los afloramientos al oeste de la ciudad de Caborca (Campa y Coney, 1983). Dicho terreno se encuentra limitado por la megacizalla Mojave-Sonora en el noreste, al oeste por una falla inversa-oeste en su límite con el terreno Alisitos, y por un contacto de falla inferida con el terreno Tahué al sur, como se muestra en la Figura 3.2. El terreno Caborca se caracteriza por presentar rocas de plataforma y cuenca del Neoproterozoico y Paleozoico que fueron depositadas dentro y por fuera de la corteza continental norteamericana del Proterozoico. También se observa, a lo largo de la costa oeste de Sonora

y de la costa este del norte de Baja California, rocas volcánicas calcoalcalinas del Neógeno, y principalmente granitoides del Cretácico Tardío al Paleógeno. Las rocas más antiguas corresponden a rocas metamórficas (esquistos verdes a facies de anfibolita) que afloran en rangos aislados dentro de una franja de tierras bajas adyacentes al norte del Golfo de California (Sedlock, 2003)

De la observación tectónica del terreno Caborca parece haber fallamiento más activo en el lado del golfo desde el Plioceno hasta el Holoceno, donde se incluye fallas normales, dextrales y oblicua-derechas con geometrías e interacción complejas. Los datos paleomagnéticos indican que la totalidad de la península de Baja California, incluyendo partes del terreno Caborca y los terrenos de Alisitos y Cochimí, fueron trasladados $10^{\circ}\pm 5^{\circ}$ hacia el norte y rotaron alrededor de 25° hacia la derecha entre mediados del Cretácico y el Mioceno temprano (Sedlock *et al.*, 1993).

3.1.2. Ambiente Tectónico

La historia tectónica de la zona de estudio puede dividirse en dos, ya que durante el Mioceno tardío el régimen tectónico paso de subducción a extensión continental, generando la apertura del golfo de California y el traslado de la península de la placa Norteamericana a la placa del Pacífico durante el Plioceno (Martín-Barajas, 2000), resultado de una reorganización de los límites entre estas dos placas tectónicas.

Durante el Oligoceno, la placa Farallón se subdujo bajo la placa de América del Norte (Atwater, 1970). Un cambio en el régimen tectónico de subducción a extensión se produjo durante el Mioceno (16-12 Ma), con la formación del Golfo de California y la transferencia de la Península de Baja California, de la Placa de Norteamérica a la Placa del Pacífico. La península fue separada de la placa Norteamericana a finales del Mioceno y añadida a la placa Pacífica (Fletcher *et al.*, 2007). Basaltos oceánicos comienzan a formar nueva corteza oceánica en el Golfo de California en un patrón de cuencas de expansión y fallas transformes orientadas hacia el noroeste. Relaciones estratigráficas en tres grandes cuencas del *rift* muestran que la extensión de la corteza en la zona del golfo inició después de la deposición de la toba volcánica de San Felipe hace unos 12.6 Ma aproximadamente durante el Mioceno Medio (Stock *et al.*, 1999).

En la zona de estudio el escarpe principal del golfo es definido por el bloque de piso de la falla San Pedro Mártir que se extiende ~100 km en dirección nor-noroeste. Esta descrita como una de las fallas principales que iniciaron el *rifting* continental en la Provincia del Golfo Extensional (Figura 3.1) (Gastil *et al.*, 1975), donde su frente montañoso es tectónicamente activo (Díaz-Torres *et al.*, 2012). La fuerte inclinación de los estratos pre-extensionales en el bloque de techo de la falla San Pedro Mártir en comparación con los estratos del bloque de piso sugieren que tiene una geometría lítrica en profundidad (Hamilton, 1971; Dokka y Merriam, 1982).

La falla Agua Blanca y el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos son fallas de rumbo-desplazamiento que transectan la península en el norte de Baja California (Seiler *et al.*, 2010). La falla Agua Blanca de desplazamiento lateral derecho con rumbo N72°W, inicia en el escarpe de la sierra San Pedro Mártir (Cruz-Castillo, 2002). La falla San Miguel es una estructura de desplazamiento lateral derecho y rumbo N60°W (Cruz-Castillo, 2002). Para estos dos sistemas, Suárez-Vidal *et al.* (1991) y Barragán *et al.* (2001), sugieren una extensión del sistema de fallas hacia el golfo, cerca de San Felipe.

La tectónica de transtensión ha provocado fallamientos normales dando origen a estructuras de tipo *horts* y grabens, como el Valle de San Felipe y Valle Chico, considerados una cuenca oblicua formada por el movimiento lateral derecho del sistema de falla San Felipe, al borde oeste de la sierra de San Felipe (Slyker, 1970; Seiler *et al.*, 2010). La falla San Felipe no tiene ninguna expresión en la superficie en el Valle de San Felipe, pero es indicado por el estudio de gravimetría realizado por Slyker (1970). La provincia Extensional del Golfo presenta una topografía típica de *Basin and Range*, donde las cuencas de sedimentación tales como Valle San Felipe y Valle Chico están confinados por bloques de fallas topográficamente elevados como los que conforman las sierras de San Pedro Mártir, San Felipe y Santa Rosa (Seiler *et al.*, 2010).

El *detachment* de Santa Rosa es un sistema de falla normal altamente curvilinear de bajo ángulo, se extiende ~36 km a lo largo del rumbo, controla el relieve del frente oriental de la sierra central de San Felipe (Seiler *et al.*, 2010), y yuxtapone el basamento metamórfico y batolítico de la sierra de San Felipe contra las rocas sedimentarias y volcánicas del Mioceno al Plioceno (Bryant, 1986; Seiler *et al.*, 2010). La falla Amarillo es una prolongación del

detachment de Santa Rosa, que se ubica al sur a lo largo del margen oriental de la Sierra de Santa Rosa y se enlaza con la zona de transferencia Amarillas (Figura 3.3) (Seiler *et al.*, 2010).

3.2. Marco Geológico

En el estado de Baja California se tiene un contexto geológico en el que las rocas que afloran varían en edad del Paleozoico al reciente. Los cuerpos intrusivos de dimensiones batolíticas que se emplazaron a finales del Mesozoico, causaron una gran complejidad estructural generando condiciones favorables para el emplazamiento de un buen número de yacimientos minerales tanto metálicos como no metálicos (SGM, 2011).

La evolución geológica de la península de Baja California comprende dos eventos orogénicos, el primero ocurrió durante el Jurásico Tardío – Cretácico y se caracterizó por la intensa actividad volcánica acompañada por el emplazamiento de rocas plutónicas que actualmente constituyen el batolito granítico peninsular. El segundo evento fue un conjunto de procesos asociados con la apertura del golfo de California, el cual tardó más de 6 millones de años en establecerse (Corral-Gastelum *et al.*, 1998).

Las rocas graníticas del batolito Cretácico peninsular constituyen las sierras San Pedro Mártir, San Felipe y Santa Rosa. El basamento cristalino de estas sierras consta de metasedimentos del Paleozoico al Mesozoico que fueron intrusionados en el Cretácico superior (~99-92 Ma), por grandes volúmenes de batolito granodiorítico a tonalítico (Gastil *et al.*, 1975). En la porción sur del escarpe de San Pedro Mártir afloran rocas volcánicas y depósitos aluviales del Mioceno tardío (Stock, 1993).

Las sierras de San Felipe y Santa Rosa son en gran parte desprovistas de rocas volcánicas, pero los estratos volcánicos están incluidos en los bloques caídos de las fallas en la depresión del golfo (Gastil *et al.*, 1975). Las sierras están separadas por fosas llenas de cientos de metros de estratos volcánicos y sedimentarios. Los *ranges* de las sierras de San Felipe y Santa Rosa son controlados por una serie de fallas normales a lo largo de su borde oriental. Las cuencas interyacentes contienen estratos sedimentarios *syn*-extensionales del Mioceno tardío al Cuaternario con rocas volcánicas localmente intercaladas (Andersen, 1973; Bryant, 1986; Seiler *et al.*, 2010).

Un revestimiento discontinuo de areniscas y conglomerados fluviales postbatolíticos intercalados se ha depositado sobre la no conformidad basal. Mientras areniscas se derivan sobre todo a nivel local, los conglomerados contienen conjuntos de clastos locales y de litológicas cercanas. Los sedimentos basales son típicamente menos de 10 m de espesor, pero alcanzan un espesor de al menos de 400-450 m en un depocentro lacustre en la cuenca Huatamote (Figura 3.3) (Oskin y Stock, 2003). La cuenca de Santa Rosa es un semigraben compuesto por estratos del Mioceno tardío al Plioceno y es controlado por el *detachment* de Santa Rosa a lo largo de su margen noroccidental (Figura 3.1). Posee una secuencia de depósitos aluviales derivados del basamento, depósitos en masa de clastos de megabrecha sobre la toba de San Felipe (Stock *et al.*, 1999) y flujos andesíticos del Mioceno tardío (Seiler *et al.*, 2010). También presenta sedimentación fluvial y una secuencia somera de abanicos aluviales del Cuaternario (Seiler *et al.*, 2010). Por otro lado, la cuenca Huatamote, al sur de la sierra de Santa Rosa, carece de depósitos volcánicos que podrían utilizarse para limitar la deposición. Mapeo de reconocimiento por Oskin (2002) sugiere una interrupción de erosión entre los sedimentos basales antes de finales del Mioceno y los estratos *syn-tectónicos* en parte sur de la cuenca Huatamote.

Otro rasgo geológico característico, específicamente del noreste de Baja California, es la toba de San Felipe (~12.6 Ma), que corresponde a un depósito de flujo piroclástico del Mioceno medio (Stock *et al.*, 1999). La toba riolítica de San Felipe es una ignimbrita regional densamente soldada, que se superpone en discordancia a los basaltos del Mioceno. Esta ignimbrita distintiva marca la transición del volcanismo de arco a *rifting*, y a partir de entonces el volcanismo y la sedimentación están relacionados con la formación de la Provincia Extensional Golfo (Stock, 1993). La toba de San Felipe es continua a través de largas distancias, pero disminuye en espesor de aproximadamente 150 a 180 m en el sureste de la Sierra de San Felipe (Oskin y Stock, 2003).

El toba de San Felipe está cubierta por sedimentos de relleno de cuenca de pre y *syn-tectónicos* con sedimentos volcánicos intercalados que varían en edad desde finales del Mioceno al Pleistoceno temprano (Seiler *et al.*, 2010). Los sedimentos *syn-tectónicos* más bajos comprenden típicamente areniscas intercaladas con conglomerados de guijarro a cantos rodados. Composición de conglomerados clásticos proviene de litologías

adyacentes, lo que indica un origen proximal de los depósitos fluviales. En general, los sedimentos finos de relleno de la cuenca, los estratos más jóvenes, son depósitos de abanicos aluviales del Pleistoceno que se superponen las fallas delimitadoras de la cuenca.

3.2.1. Planicie Costera de San Felipe – Punta Estrella

La playa de San Felipe, al norte de la zona de estudio, muestra sedimentos de finales del Pleistoceno. Los depósitos contienen gravas aluviales, dunas y bermas de playas, lodo intermareal y evaporitas de supramarea en secuencias que reflejan la transgresión y la regresión de la costa y el amplio rango de marea que caracteriza esta costa.. En el estudio realizado por Walker y Thompson (1968), retomado y complementado por Andersen (1973), documentaron la siguiente secuencia a través de relaciones estratigráficas y geomorfológicas de la playa de San Felipe: (1) depositación aluvial y pedimentación (conglomerado del Cuaternario); (2) transgresión erosional y corte de arroyo (depósitos de abanicos aluviales moderadamente endurecidos, actualmente en proceso de erosión); (3) regresión deposicional y llenado de arroyo durante continuo aumento del nivel del mar (depósitos en su mayoría de origen supramareal reciente como lo demuestran los yacimientos de halita en capas en las Salinas de Ometepec); (4) la transgresión de erosión reciente y corte de arroyo.

De otra mano, un estudio de perfiles eléctricos realizado por la Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos (SARH, 1984), sobre la planicie costera al sur de San Felipe - Punta Estrella, estableció la estratigrafía representada litológicamente por las siguientes unidades:

- Depósitos sedimentarios aluviales del Cuaternario, los cuales son los materiales de mayor importancia desde el punto de vista hidrogeológico.
- Depósitos eólicos del cuaternario constituyendo medios permeables, localizados principalmente cerca de la zona costera.
- Depósitos fluviales del cuaternario constituidos principalmente por areniscas y conglomerados de baja permeabilidad.
- Rocas graníticas, principalmente tonalitas, impermeables que afloran en las Sierras de Santa Rosa y de San Felipe así como en el cerro de Punta Estrella.
- Rocas metasedimentarias prebatolíticas impermeables.

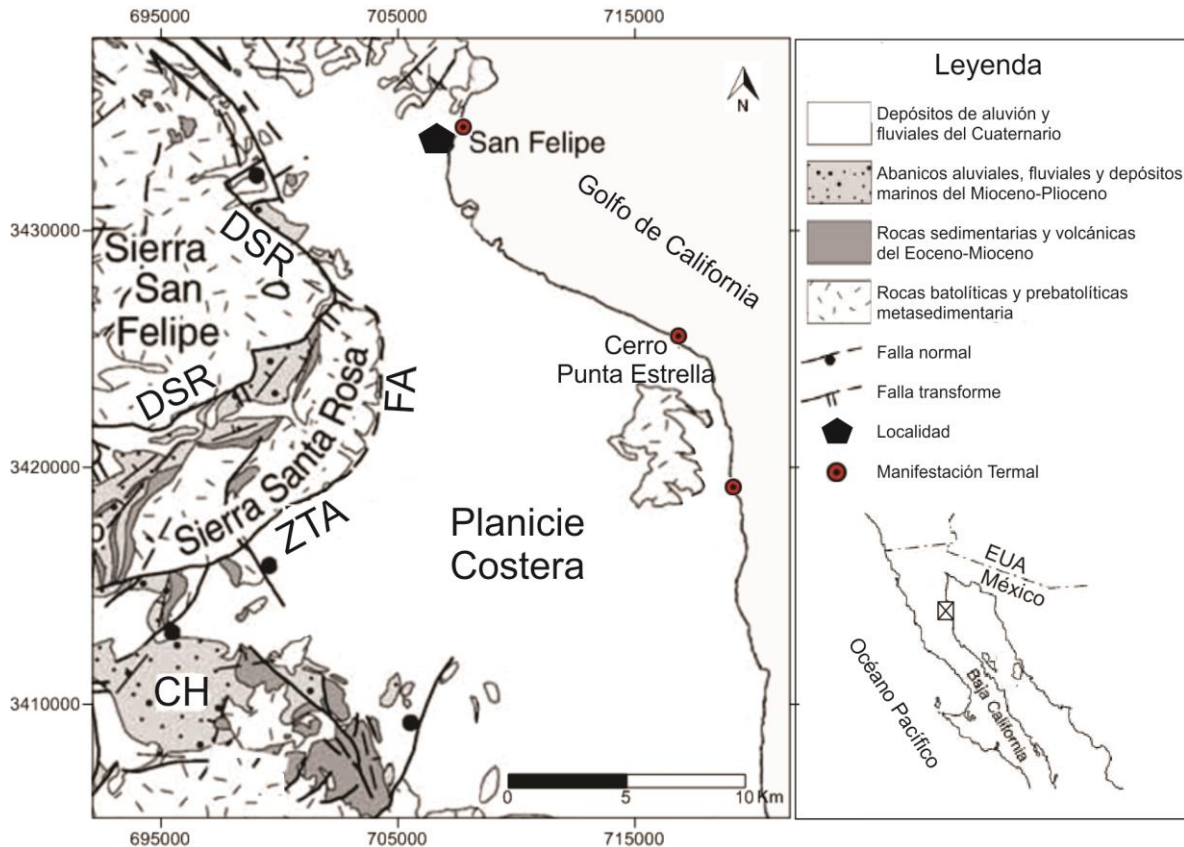


Figura 3.3 Mapa geológico (Modificado de Seiler *et al.*, 2010) y localización de manifestaciones termales (según Barragán *et al.* 2001; Lynn, 1978). CH= Cuenca Huatamote, DSR=*Detachment* Santa Rosa, FA= Falla Amarillo, ZTA= Zona de Transferencia Amarillo.

3.3. Hidrogeología

El área de estudio se sitúa sobre el acuífero San Felipe – Punta Estrella (Figura 3.4), ubicado sobre la región hidrológica RH4 (INEGI, 1991). Éste limita al norte con el acuífero El Chinero, al oeste con el acuífero Valle Chico-San Pedro Mártir, al sur con el acuífero Matomí Puertecitos y al este con el Golfo de California.

Los acuíferos son los depósitos clásticos aluviales, ya que las rocas cristalinas del basamento y las rocas sedimentarias antiguas (areniscas, conglomerados, calizas y lutitas), en general no presentan buena permeabilidad. Sin embargo, las unidades de rocas volcánicas mejoran la permeabilidad de la zona debido a su fracturamiento y permeabilidad relativa, estas rocas están representadas por andesitas, riolitas y tobas (Arellano-Morales, 2005; CONAGUA, 2009).

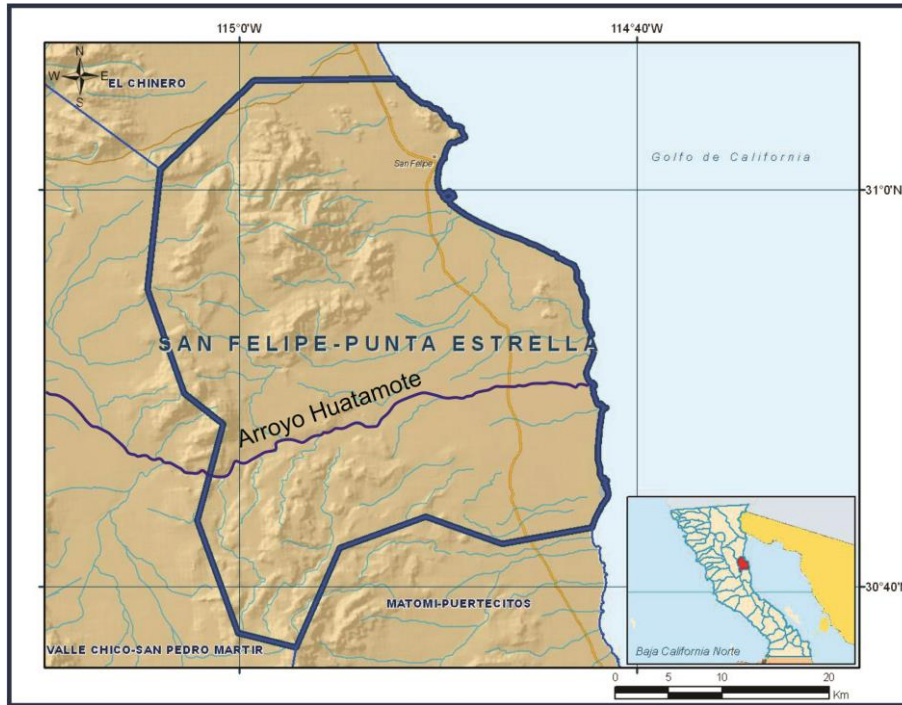


Figura 3.4 Localización del acuífero San Felipe – Punta Estrella (CONAGUA, 2008).

A través de sondeos eléctricos verticales (SEV), recopilados por la CONAGUA (2008), se clasificaron tres unidades hidrogeológicas, de acuerdo con las resistividades obtenidas:

- Unidad impermeable: Rocas ígneas intrusivas y rocas volcánicas, que en conjunto actúan como el basamento de la zona.
- Unidad semipermeable: Depósitos granulares muy compactos y rocas volcánicas intercaladas. Su límite inferior y lateral es la unidad impermeable, esta unidad también se asocia otra con materiales granulares de grano fino, predominantemente arcillosos.
- Unidad permeable: Materiales granulares poco compactos de granulometría variada, predominantemente gruesos y saturados. También se le asocia una unidad constituida por sedimentos sueltos de granulometría variada. Presenta continuidad en todas direcciones y su espesor varía de 100 a 150 m.

El informe entregado por Gaxiola-Cos (1982) a la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, realiza una clasificación con tres unidades hidrogeológicas, donde la primera corresponde a rocas fracturadas con permeabilidad secundaria (rocas metamórficas,

intrusivas y volcánicas), la segunda unidad son rocas con permeabilidad primaria y secundaria, constituida por rocas sedimentarias fracturadas y la tercera unidad son sedimentos cuaternarios con permeabilidad. Además establece que el acuífero se encuentra en sedimentos arenosos, divididos horizontalmente por capas arcillosas, las cuales tienen carácter semipermeable. Estos materiales muestran en general una fuerte heterogeneidad lateral y vertical cuando están en contacto con rocas ígneas.

La CONAGUA (2008) definió el acuífero como un sistema heterogéneo y anisótropo, de tipo libre, conformado por un medio granular, hacia la parte superior, y otro fracturado subyacente, donde todas las unidades litológicas están afectadas por fallas y fracturas.

En la sierra de San Felipe, donde el clima es templado y subhúmedo, que contrastan con las áreas cercanas a la costa donde el clima es cálido y árido. El drenaje es más abundante en las serranías que en la planicie, donde se encuentran corrientes intermitentes de poca extensión, en patrones desintegrados que se pierden generalmente antes de llegar al Golfo de California (Arellano-Morales, 2005; Corral-Gastelum *et al.*, 1998).

La recarga total que recibe el acuífero San Felipe-Punta Estrella ocurre por tres procesos naturales principales: por infiltración de agua de lluvia en el valle, por infiltración de los escurrimientos principalmente de la sierra de San Felipe localizada al norte del acuífero, que en conjunto se consideran como recarga vertical, y por flujo subterráneo. Una fracción del volumen de lluvias que se precipita en las zonas topográficamente más altas del área (lado este de la Sierra de San Felipe) se infiltra por las fracturas de las rocas y a través de gravas y arenas del pie de monte, y flujos subterráneos que alimentan la zona de explotación. La recarga al acuífero tiene su origen en la precipitación pluvial sobre la planicie costera y en la infiltración de los escurrimientos superficiales del arroyo Huatamote (Figura 3.4), que escurren con dirección W-E, y atraviesa las sierras San Felipe y Santa Rosa hacia el Golfo de California (CONAGUA, 2009; SARH, 1984 y Gaxiola-Cos, 1982). Sin embargo, por su cercanía con el mar, existe riesgos de intrusiones salinas por sobre explotación de los acuíferos (CONAGUA, 2009).

La CONAGUA (2008) en 2007 realizó mediciones piezométricas en los pozos y norias, los cuales le permitieron elaborar una configuración del nivel estático (sobre el nivel del mar)

del acuífero. Este en comparación con un estudio ya realizado en el año 1989, muestra que la profundidad del nivel estático varía entre 5 y 85 m, donde las mayores profundidades se encuentran al suroeste del Valle de San Felipe, y se observa una disminución gradual del nivel piezométrico hasta la costa que coincide con disminución de la altura de la planicie aluvial (Figura 3.5).

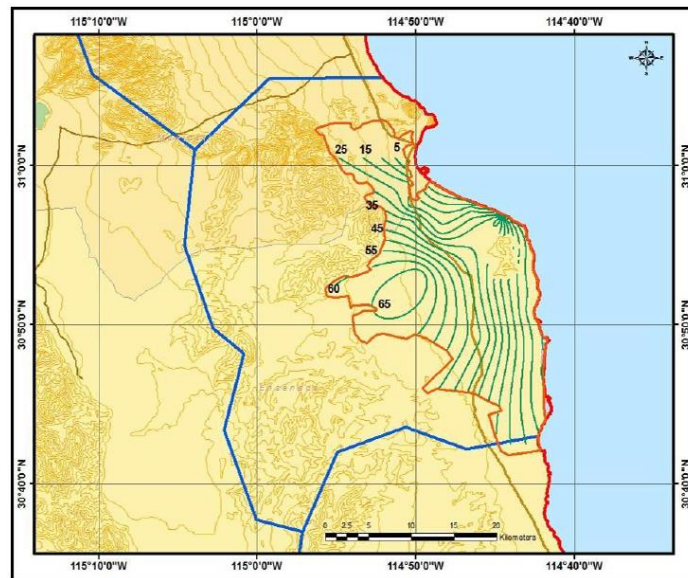


Figura 3.5 Profundidad del nivel estático del acuífero de San Felipe – Punta Estrella (CONAGUA, 2008).

4. ANTECEDENTES GEOQUÍMICOS

Lynn (1978) y Barragán *et al.* (2001) reportan manifestaciones termales cercanas a la población de San Felipe y al cerro Punta Estrella, a lo largo de la costa, con temperaturas superficiales de $50\pm 2^{\circ}\text{C}$ y $35\pm 1^{\circ}\text{C}$, respectivamente; así como un flujo de descarga en ambos de 100-200 l/min, basados en el número de descargas sobre la arena (Lynn, 1978) y caracterizadas por exhalaciones de poco gas (Barragán *et al.*, 2001). Esta zona de emanaciones calientes, según Lynn (1978), posee una extensión de ~230 m de largo y 30-60 m de ancho. Los estudios revisados indican que estos campos poseen una alta temperatura en el reservorio (aproximadamente 225°C), por lo que la pérdida de calor en el ascenso de aguas termales, puede ocurrir por diversas causas. Si la temperatura de superficie alcanzada por el agua es suficientemente alta, el agua puede enfriarse por ebullición (*boiling*) adiabáticamente, dado que la presión disminuye durante el ascenso, por conducción o por combinación de estos dos procesos. Sin embargo, si la temperatura a profundidad está por debajo del punto de ebullición a condiciones atmosféricas, la descarga de agua puede tener la máxima temperatura a profundidad, o el ascenso fue lento a menor temperatura (Lynn, 1978).

Según Barragán *et al.* (2001), la formación de manifestaciones termales a lo largo de la costa de Baja California puede estar relacionada al calentamiento del agua de mar por conexión a lo largo de la estructura tectónica extensional, como se observa en las ventilas hidrotermales submarinas en el golfo de California y a lo largo de la Dorsal del Pacífico Oriental.

4.1. Composición Química y Clasificación de Aguas

La caracterización de las diferentes especies químicas encontradas en los fluidos de las manifestaciones termales o directamente de pozos, pueden reflejar la procedencia, las interacciones con el medio, la temperatura del reservorio, zonas permeables y tipo de sistema geotérmico.

Los constituyentes solubles en el agua son cloruro, boro, sílice, magnesio, cesio, arsénico, bromuro, sulfato, bicarbonato, amonio, litio, rubidio, entre otros. Cada uno de estos ofrece información relevante de las características del área geotérmica. No obstante, el cloruro es posiblemente la traza química más importante (Ellis y Mahon, 1977). Otra traza química relevante es el boro. Este es un elemento muy soluble, y una vez liberado de una roca al agua, permanece en solución y no entra fácilmente en estructuras minerales (Mahon, 1970). El Cl y B son extraídos de la superficie de las rocas y fracturas en contacto con el fluido geotérmico, disolviéndose entre el 50-80% de estos. En particular, el Cl y B son fácilmente liberados de rocas basálticas y andesíticas (Ellis y Mahon, 1977).

Definidas las concentraciones de las trazas químicas en las aguas manantiales de posibles campos geotérmicos, tanto en áreas volcánicas y no-volcánicas, estas pueden ser clasificadas como Aguas Álcali-Cloruradas (Sódico-Cloruradas), Sulfatadas, Sulfato-Cloruradas y Bicarbonatadas (Ellis y Mahon, 1977).

- Aguas Álcali-Cloruradas: Las sales disueltas en estas aguas son principalmente cloruro de sodio y cloruro de potasio. La relación cloruro/sulfato es usualmente alta, y presenta pH entre 5-9. El dióxido de carbono y el sulfuro de hidrógeno son los gases típicamente disueltos. Estas aguas con frecuencia se encuentran en manantiales en ebullición y géiseres activos y se presentan generalmente en áreas geotérmicas de rocas volcánicas y sedimentarias.
- Aguas Sulfatadas: Son aguas ácidas con concentraciones bajas de cloruro. Pueden ser formadas en áreas geotérmicas volcánicas con vapor caliente que es condensado en las aguas superficiales.

- Aguas Sulfato-Cloruradas: Contienen cloruro y sulfato en concentraciones similares y se pueden generar por diversos caminos, como por la mezcla de aguas Sulfatadas y Alkali-Cloruradas.
- Aguas Bicarbonatadas: Aguas con bajo contenido de cloruros y alto contenido en bicarbonato y variable contenido de sulfatos. Pueden ocurrir cerca de la superficie en áreas geotérmicas volcánicas donde el dióxido de carbono y el sulfuro de hidrogeno del vapor son condensados generando pH neutros.

El agua de las manifestaciones superficiales de San Felipe y Punta Estrella se clasifican como sódico-cloruradas (Figura 4.1), ya que se puede observar, en el diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃, que las muestras se encuentran en el vértice del Cl, indicando aguas maduras. Dicho carácter sódico-clorurado, también ha sido reportado por diferentes estudios realizados por la CONAGUA (1989; 2008) en muestras de agua tomadas de los pozos y norias del acuífero. Además las aguas de San Felipe y Punta Estrella muestran ligeramente valores ácidos de pH, por lo que la concentración de bicarbonato es relativamente baja (Figura 4.1).

El cloro es un elemento fácilmente ionizable, por lo que sus componentes son muy solubles y difícilmente precipitan; se necesita 250000 mg/kg de NaCl para que precipite esta sal. La concentración común de este ion en aguas continentales ha sido reportada entre 10 y 300 mg/kg, en tanto que el agua de mar su concentración es del orden de 18000 a 20000 mg/kg. En el acuífero San Felipe-Punta Estrella, este elemento se encuentra en concentraciones que van desde 300 mg/kg, en la parte central del valle, hasta 2600 mg/kg en las cercanías a la costa (CONAGUA, 1989).

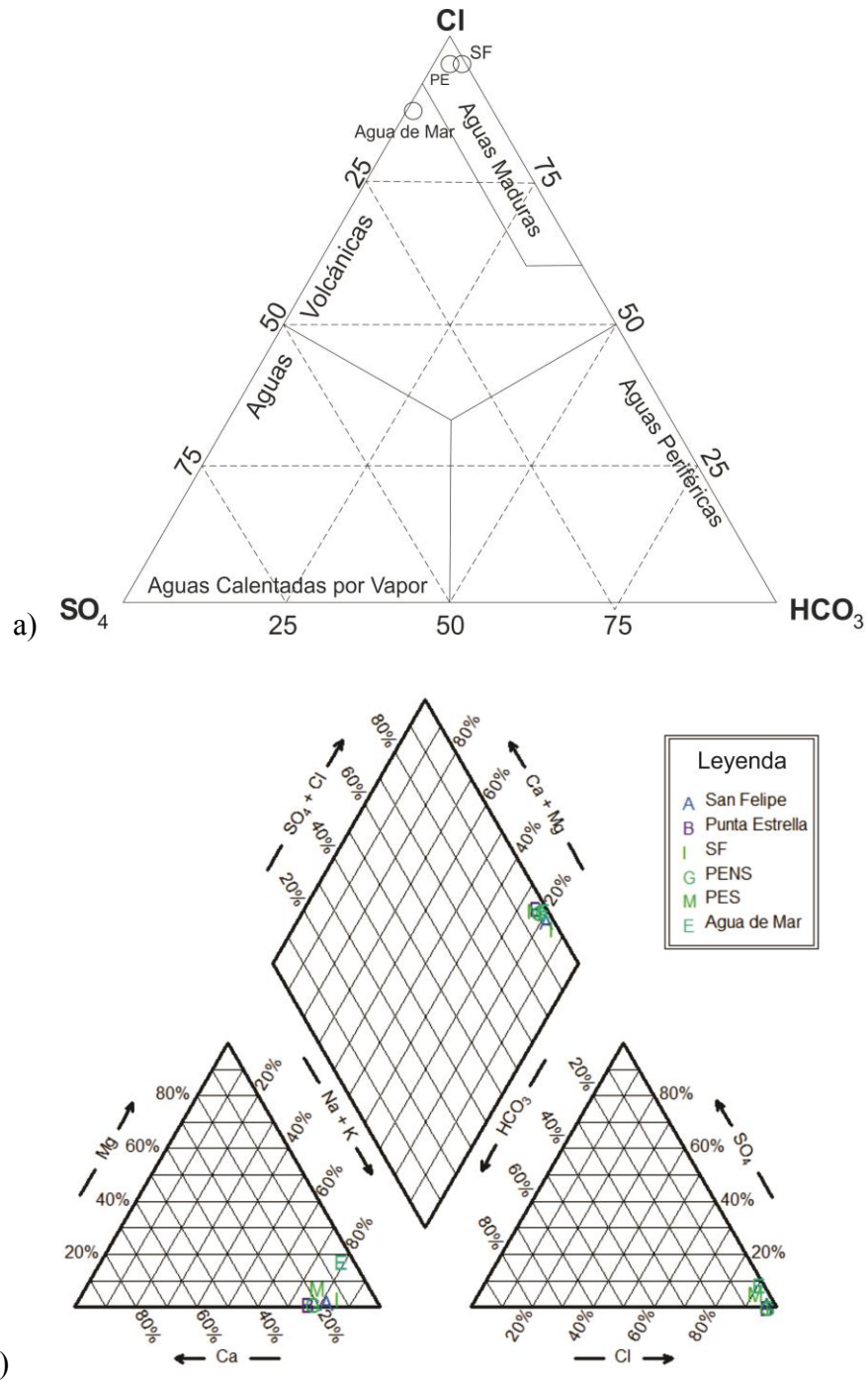


Figura 4.1 a) Diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ (Barragán *et al.*, 2001) y b) Diagrama de Piper para las muestras (Barragán *et al.*, 2001; Lynn, 1978).

Las aguas sódico-cloruradas pueden poseer varios orígenes. Cuando el agua de manantial está relacionada con un reservorio hipertermal a profundidad, donde ocurre lixiviación de Cl de las rocas debido a la circulación de agua. También, el carácter sódico-clorurado puede adquirirse por la concentración de sales por efecto de la evaporación. Es común encontrar este tipo de aguas en las zonas costeras debido a la influencia de agua marina o asociado con emanaciones volcánicas (Ellis y Mahon, 1977). En sistemas costeros el agua de mar penetra al reservorio, interactúa con la roca huésped y produce una salmuera Na-Ca-Cl. Esta salmuera termal puede estar más afectada por disolución debida a la mezcla de agua meteórica con agua del mar durante el ascenso a la superficie, o por ebullición subsuperficial, que concentra los componentes disueltos en el líquido restante. Típicamente, estas aguas termales contienen una alta salinidad en comparación con las aguas termales que no están mezcladas con agua de mar (Lynn, 1978).

La composición de las muestras de San Felipe y Punta Estrella es similar al agua de mar, pero con incremento en las concentraciones de K, Ca y HCO₃ y disminución de Mg y SO₄. Esto ocurre especialmente para Punta Estrella (Tabla 4.1).

Tabla 4.1 Composición química de muestras de aguas de los manantiales (Lynn, 1978⁽¹⁾; Barragán *et al.*, 2001⁽²⁾). Notar como las muestras de manantiales presentan ligeramente valores ácidos de pH y concentraciones de Na y Cl mayores que otras trazas químicas.

Muestra	Tipo	Temp. (C)	pH	(mg/kg)												d ¹⁸ O (o/oo)	dD (o/oo)
				Na	K	Ca	Mg	Li	Cl	SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	B	F			
San Felipe (SF) ⁽²⁾	Manantial Costero	48	5.8	14000	1636	2411	222	26.9	27935	529	647	53.2	15	41	-1.8	-38	
Punta Estrella (PE) ⁽²⁾	Manantial Costero	33	5.8	7200	916	1943	69.4	16.7	15378	21.6	570	99.6	13.2	22.8	-5.8	-63	
San Felipe (SF) ⁽¹⁾	Manantial	50	6.3	13550	1768	1460	315	62	25500	380	475	95	16.6	1.5			
Punta Estrella (PENS) ⁽²⁾	Manantial	35	5.8	7725	927	1930	68	35	18500	<1	788	134	18.5	0.7			
Punta Estrella (PES) ⁽¹⁾	Manantial	31	6.7	6140	504	1195	325	13	11800	910	650	97	9	0.4			
Puertecitos (SW) ⁽²⁾	Agua de Mar	28	8.2	11428	472	396	1369	0.17	19539	2560	134	8.8	4.01	<0.1	-0.7	-5	

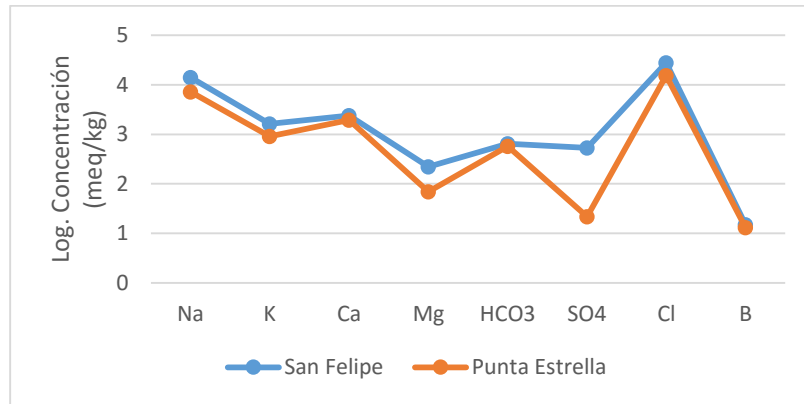


Figura 4.2 Diagrama de Schoeller para muestra manantiales de San Felipe y Punta Estrella (Barragán *et al.*, 2001). Se observa en la gráfica como el Na y Cl presenta una mayor concentración respecto a las demás trazas químicas.

4.2. Geotermometría

Determinar las temperaturas de equilibrio entre las fases líquida y gaseosa a profundidad en las zonas geotérmicas es uno de los objetivos de la geotermometría. Los geotermómetros son herramientas empíricas que suponen el equilibrio químico en los fluidos geotérmicos, utilizando la composición química de estos para estimar las temperaturas de los reservorios (Pope *et al.*, 1987).

Fournier *et al.* (1974) establecieron una serie de suposiciones que se hacen normalmente en la estimación de la temperatura de los manantiales termales y fluidos de los pozos geotérmicos basada en la composición de estos:

- Las concentraciones de los elementos o especies utilizadas para el cálculo son controladas por el equilibrio agua-roca, el cual a su vez es dependiente de la temperatura.
- Hay una abundancia del mineral en el sistema geotérmico
- La reacción mineral-fluido considerada, alcanza el equilibrio en el reservorio
- No existe un re-equilibrio durante el ascenso a la superficie el fluido.
- No hay mezclado o dilución del fluido.

Las condiciones necesarias para que se alcance un equilibrio dependerán de varios factores, entre los que se encuentran: la cinética de la reacción, la temperatura del reservorio, la reactividad de la roca huésped, las concentraciones de los elementos disueltos en el agua y el tiempo de permanencia del agua en el reservorio a una temperatura en particular. Dada la suposición de estas características, los geotermómetros pueden producir valores de temperatura erróneos, esto ocurre, por ejemplo, si las aguas se mezclan después de que el equilibrio ha sido alcanzado (Fournier, 1977).

Dentro del trabajo realizado por Barragán *et al.* (2001), se calcularon las temperaturas de manantiales y pozos al noreste de Baja California en zonas como Puertecitos, El Coloradito, Valle Chico, Riíto; sin embargo, los que se toman en consideración son los estudios realizados sobre la zona de San Felipe y Punta Estrella. Además, se presenta los geotermómetros utilizados con los datos adquiridos por Lynn (1978).

Con el geotermómetro Na-K-Mg (Anexo II) (Giggenbach, 1988), se puede observar que las aguas termales de las zonas de San Felipe y Punta Estrella se encuentran sobre la línea de equilibrio, indicando un equilibrio parcial con la roca huésped y posible mezcla de diferentes tipos de aguas. Del geotermómetro TKN, estimado por Barragán *et al.* (2001) se pudo observar una alta temperatura del reservorio en San Felipe y Punta Estrella de 245°C y 252°C, respectivamente; mientras que para TKM correspondieron a 172°C en ambos casos. Adicionalmente, se realizó el cálculo del geotermómetro TKN para las concentraciones halladas por Lynn (1978), ya que en esa época no se había desarrollado éste geotermómetro, donde se observan temperaturas de 254°C para San Felipe y 247°C para Punta Estrella (PENS) (Figura 4.3), consistentes con las temperaturas reportadas por Barragán *et al.* (2001).

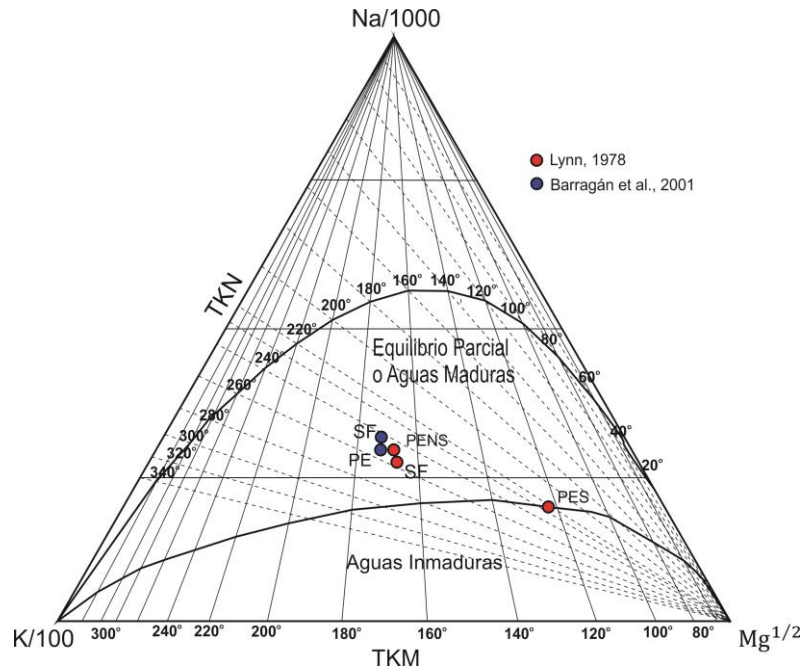


Figura 4.3 Diagrama ternario Na-K-Mg para las muestras de manantiales de San Felipe (SF) y Punta Estrella (PE, PENS y PES) (Giggenbach, 1988; Lynn, 1978; Barragán *et al.*, 2001).

Para San Felipe, el geotermómetro CCG (Nieva y Nieva, 1987) mostró temperaturas de 217°C, que se encuentra ligeramente por debajo de la estimación con TNa-K-Ca que reportó 230°C. Los geotermómetros TCCG y TNa-K-Ca arrojaron resultados de 225°C para los fluidos de Punta Estrella. El geotermómetro de sílice (Truesdell, 1975) arrojó valores de 105°C y 130°C para las muestras de San Felipe, así como de 137°C, 147°C y 131°C para las muestras de Punta Estrella (Tabla 4.2). También, dentro del estudio realizado por Barragán *et al.* (2001) se calcularon geotermómetros de gas a las muestras de gas de San Felipe, donde los geotermómetros de CO₂ y H₂S arrojaron resultados de 199 y 222°C, respectivamente.

En síntesis, la temperatura del reservorio estimada para muestras de agua y gas de la zona de estudio indican unos valores entre 217-254°C, que define el reservorio como uno de alta temperatura. En la Tabla 4.2 se puede observar algunos de los geotermómetros utilizados dentro de los estudios de Barragán *et al.* (2001) y Lynn (1978).

Tabla 4.2 Temperaturas estimadas (°C) calculadas con geotermómetros catiónicos y de sílice para las muestras de San Felipe y Punta Estrella (Lynn, 1978⁽¹⁾; Barragán *et al.*, 2001⁽²⁾).

Muestra	Tipo	Temp. (°C)	Fournier y Truesdell	Giggenbach	Truesdell
			1973	1988	1975
			NaKCa (°C)	Na/K (°C)	SiO ₂ (°C)
San Felipe (SF) ⁽²⁾	Manantial Costero	48	230	245	105
San Felipe (SF) ⁽¹⁾	Manantial	50	243	254	130
Punta Estrella (PE) ⁽²⁾	Manantial Costero	33	224	252	137
Punta Estrella (PENS) ⁽¹⁾	Manantial	35	222	247	147
Punta Estrella (PES) ⁽¹⁾	Manantial	31	198	217	131

Adicionalmente, la CONAGUA (1989) y Prol-Ledesma *et al.* (2014) reportan temperaturas de las aguas de pozos y norias del acuífero (Tabla 4.3) que indican una anomalía térmica al oeste de la planicie costera al sur de San Felipe, con temperaturas alrededor de los 40°C (Figura 4.4).

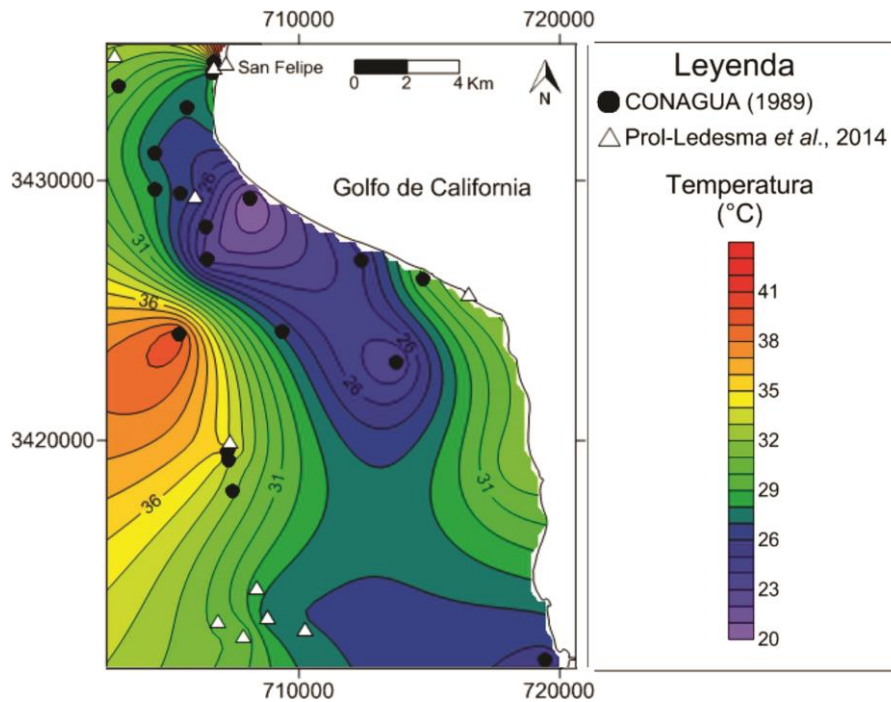


Figura 4.4 Isolinias de temperatura de los pozos de agua y norias del acuífero de San Felipe y Punta Estrella (Fuente: CONAGUA, 1989; Prol-Ledesma *et al.*, 2014).

Tabla 4.3 Temperatura en superficie de las aguas de pozos y norias del acuífero San Felipe – Punta Estrella (CONAGUA, 1989⁽¹⁾; Prol-Ledesma *et al.*, 2014⁽²⁾).

Pozo	Coordenadas UTM (Zona 11R)		Temp (°C)
	Este	Norte	
N12 ⁽¹⁾	706718	3434537	35
PCBU ⁽²⁾	719458	3411563	26.6
N48 ⁽¹⁾	706462	3426961	23.5
N50 ⁽¹⁾	713738	3423028	23.8
N72 ⁽¹⁾	706682	3434135	28.8
P1 ⁽²⁾	705711	3432828	28.2
P6 ⁽²⁾	707477	3418042	33.2
P7a ⁽²⁾	707321	3419257	34
P18 ⁽²⁾	705426	3429524	27.5
P19 ⁽²⁾	704455	3431057	28
P29 ⁽²⁾	703099	3433608	32.1
P47 ⁽²⁾	704467	3429638	29
P49 ⁽²⁾	707273	3419578	36.7
P65 ⁽²⁾	705376	3424103	40.8
P66 ⁽²⁾	709388	3424215	27.7
P68 ⁽²⁾	708141	3429281	20.8
LHDA ⁽²⁾	712418	3426932	25.9
P70 ⁽²⁾	714790	3426185	31.3
PSF 01 ⁽²⁾	702924	3434810	33.5
SF 02C ⁽²⁾	706751	3434340	31.4
P01 ⁽²⁾	708409	3414371	29.5
P02 ⁽²⁾	708793	3413214	28.2
P03 ⁽²⁾	707865	3412516	31.9
P04 ⁽²⁾	706913	3413065	31.6
P05 ⁽²⁾	710231	3412758	28.1
P06 ⁽²⁾	707335	3419978	34.9
P33 ⁽²⁾	706019	3429423	27.1
Manantial PE ⁽²⁾	716519	3425649	33.2
Manantial SF ⁽²⁾	707206	3434484	46.1

4.3. Composición de Isótopos Estables

Las aguas naturales se encuentran caracterizadas, por relaciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno, y las principales especies moleculares estables $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$, $H_2^{17}O$ y HDO . En el agua de mar estas proporciones son $10^6 : 2000 : 420 : 316$, respectivamente (Craig, 1963). Estos valores están normalizados con un valor de referencia que es SMOW (*Standard Mean Ocean Water*). El agua atmosférica es derivada del agua del océano y esta empobrecida en ^{18}O y deuterio debido al fraccionamiento isotópico que produce la evaporación. La composición isotópica del agua precipitada de la atmósfera depende de la fracción de agua restante en la masa de aire desde el momento que la lluvia o nieve es producida, por lo tanto, la primera precipitación comienza rica en isótopos pesados. Esto puede también ser correlacionado con la latitud, la altitud y la distancia desde el mar, derivando la siguiente ecuación 4.1, denominada ecuación para las aguas meteóricas (Craig, 1963):

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \quad \text{Ecuación 4.1}$$

Las rocas ígneas tienen valores de $\delta^{18}O$ dentro del rango de +6 y +12, y el agua en contacto con el magma se acerca a un rango de composición similar (White, 1974). A pesar que los valores de δD en el agua joven no son conocidos, estos probablemente se encuentran por debajo de los valores de agua de mar (White, 1974).

Craig (1963) obtuvo datos isotópicos de muchas áreas hidrotermales del mundo de fluidos de alta temperatura. Así, determinó que generalmente el contenido de deuterio en aguas termales es aproximadamente constante e igual a las aguas meteóricas locales. Sin embargo, hay un enriquecimiento en ^{18}O en distinta medida, en cada zona geotermal (Figura 4.5-a). Por otro lado, Giggenbach (1992) recopiló y analizó información de los fluidos de sistemas geotérmicos y volcánicos a lo largo de los límites de placas convergentes de todo el Pacífico, identificando una composición isotópica diferente en estos, a la que denominó "agua andesítica" (Figura 4.5-b), concluyó que la probable fuente de esta agua 'andesítica' es el agua de mar que ingresa a través del sistema de subducción por la hidratación en los minerales de arcilla de sedimentos marinos acumulados; donde,

por diagénesis y metamorfismo, se libera y ayuda al proceso de fusión parcial se lleva a la región de fuente de magmas de arco en la cuña del manto y en la base de la corteza continental.

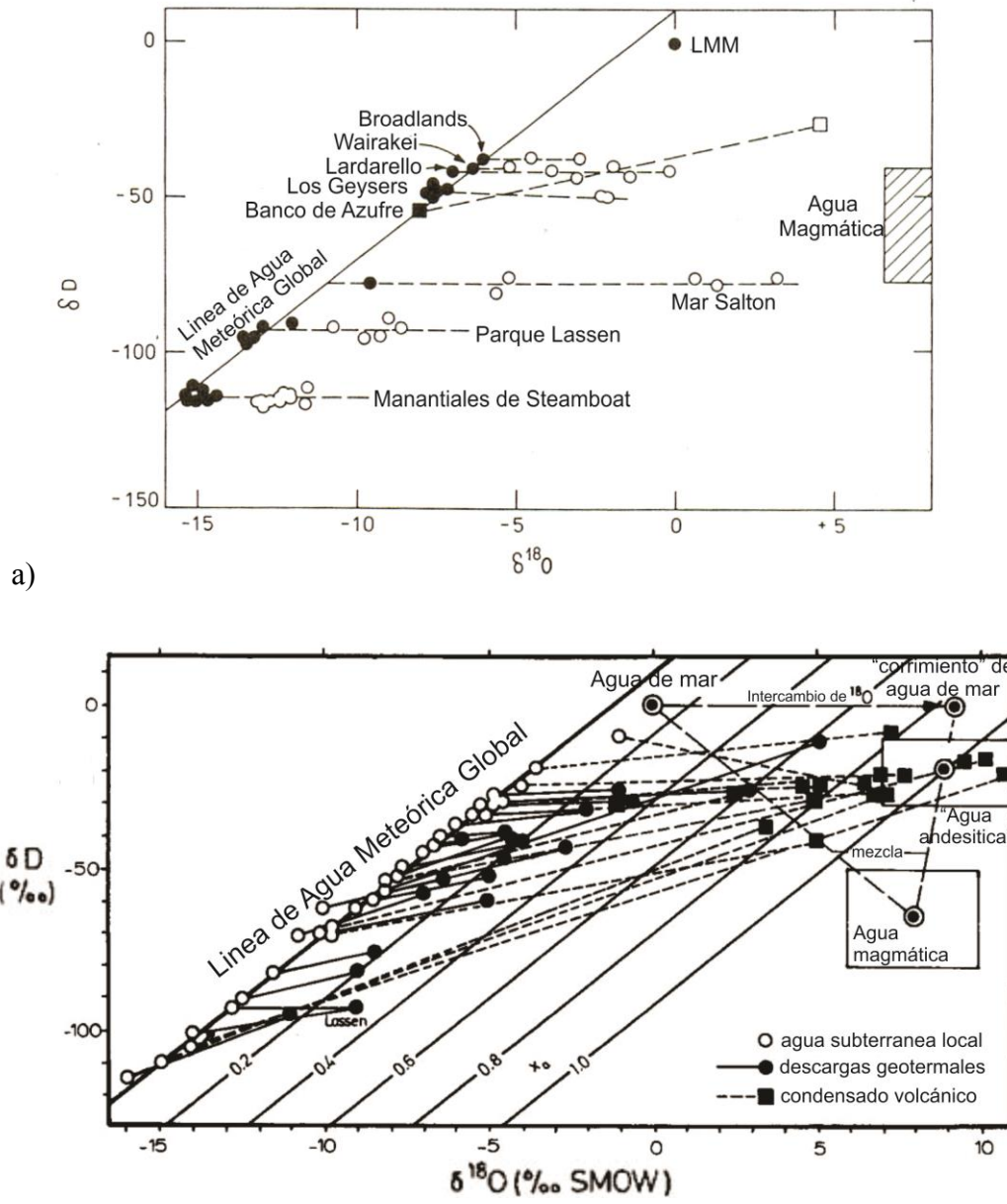


Figura 4.5 (a) Valores de δD y $\delta^{18}O$ para muestras termales, círculos blancos, y aguas meteóricas locales, círculos negros (Ellis y Mahon, 1977). (b) Composición isotópica del agua enriquecida a partir de un sistema geotérmico dado, de los condensados fumarólicos de volcanes andesíticos, y de las aguas subterráneas locales asociados (Giggenbach, 1992). LMM= Línea meteorica mundial.

La Figura 4.6 muestra la composición isotópica de muestras de agua de San Felipe y Punta Estrella en una grafica δD vs. $\delta^{18}O$, y su comparación con la línea de agua meteórica global (GMWL) y la línea de agua meteórica mexicana (Wassenaar *et al.*, 2009), donde generalmente casi todas las aguas en la Tierra poseen valores negativos de δD y $\delta^{18}O$. Los fluidos de San Felipe y Punta Estrella con valores de $\delta^{18}O$ ligeramente elevados están localizados a la derecha de las líneas de agua meteórica global y mexicana. El cambio de oxígeno de las muestras es de 1.9 y 2.73‰ para Punta Estrella y San Felipe, respectivamente. Esto da indicios de aguas termales, pues aguas con alto contenido ^{18}O reflejan una interacción agua-roca a temperaturas altas facilitando el intercambio isotópico del oxígeno del agua y de la roca huésped, ya que la roca presenta mayor concentración de ^{18}O . Por el contrario, no se produjo cambio en δD como resultado de la interacción agua-roca, debido a la pequeña cantidad de hidrogeno en la roca (Barragán *et al.*, 2001).

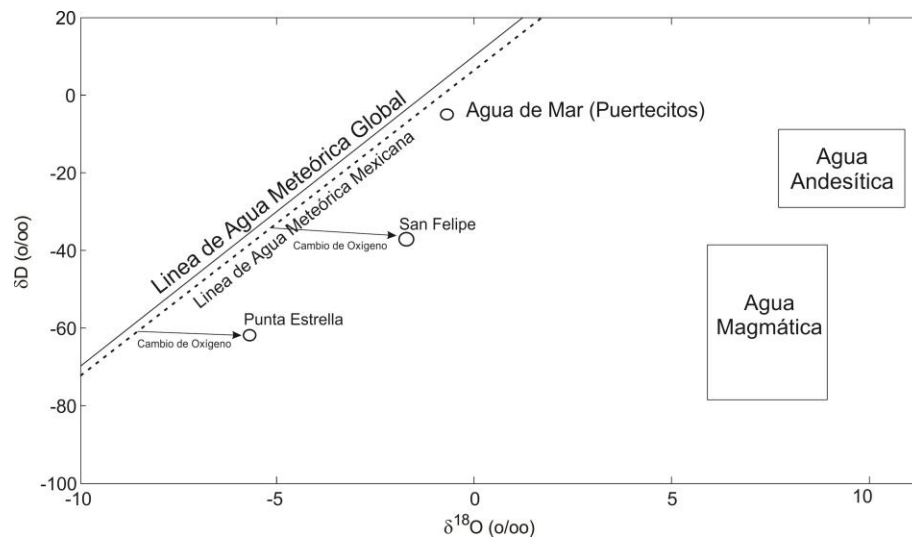


Figura 4.6 Estudio de δD vs. $\delta^{18}O$ de las muestras en comparación con GMWL (Barragán *et al.*, 2001).

El desplazamiento del punto de San Felipe y Punta Estrella en la Figura 4.7, de la tendencia de costa, fue usado para estimar el exceso de cloruro de 11400 y 16700 mg/kg, respectivamente, aportado por la interacción con los minerales de evaporación. En general los manantiales de la costa noreste de la península sugieren una mezcla de agua de mar alterada con agua continental local (Barragán *et al.*, 2001).

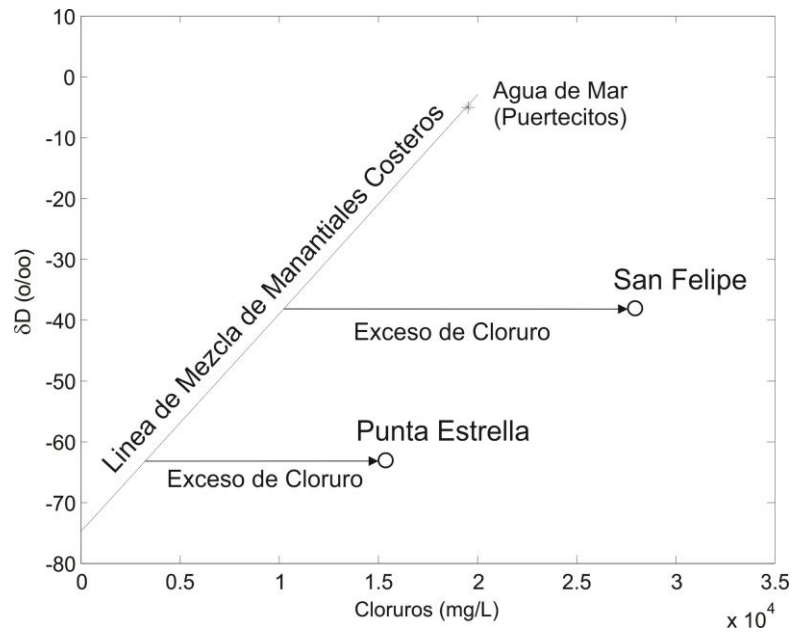


Figura 4.7 Gráfico δD vs. Cl de las muestras y agua de mar (Barragán *et al.*, 2001).

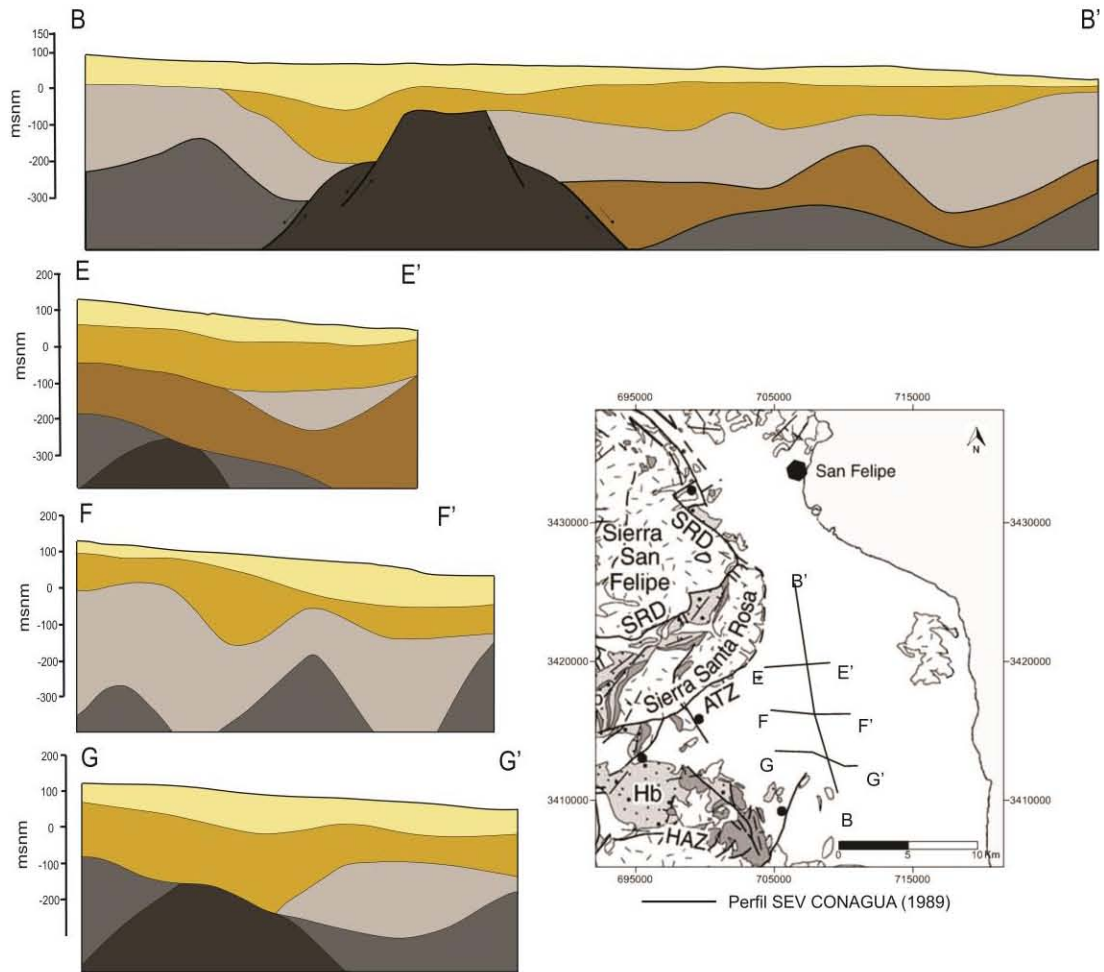
Barragán *et al.* (2001) concluyen que los fluidos de San Felipe y Punta Estrella se componen de una mezcla de agua de mar, aguas meteóricas superficiales y lixiviados de evaporitas con más cambio positivo de oxígeno, esto debido a los procesos de interacción agua-roca a una moderada-alta temperatura. También estimaron una temperatura del reservorio para muestras líquida y gas del sitio de San Felipe entre 217 y 254°C, que lo definen como uno de alta temperatura.

5. MARCO GEOFÍSICO

5.1. Antecedentes Geofísicos

La CONAGUA (1989), con fines hidrogeológicos, realizó el primer estudio geofísico sobre la planicie costera al sur de San Felipe sobre el acuífero San Felipe – Punta Estrella, objeto del presente estudio. Trazaron siete perfiles geoelectricos a partir de 50 sondeos eléctricos verticales (SEV), mediante un arreglo Schlumberger, con una apertura máxima entre electrodos de 1 km. En la Figura 5.1 se pueden observar los perfiles B, E, F y G. Los autores definieron, de manera cualitativa, los valores de resistividad encontrados con diferentes tamaños de grano; resistividades altas fueron asociadas con material de grano medio a grueso (arenas y gravas) y a mayor profundidad las asociaron con rocas ígneas, los valores de resistividad medio, lo relacionan con arena y pocas gravas, y los valores de resistividad baja fueron asociados con depósitos de grano fino (arcillas), posiblemente con agua caliente y/o salobre.

La interpretación a la que llegaron en el estudio, propone la presencia de dos subcuencas limitadas por un pilar (*horst*). La cuenca localizada al norte presenta unidades geoelectricas de resistividades muy bajas ausentes en la parte sur. Detectaron también un levantamiento general de todas las unidades hacia el norte del valle, lo que significa que el basamento está más somero en esta dirección.



Unidad	Perfil	Resistividad (Ohm.m)	Litología Asociada
I	B	47 - 568	Basamento granítico y/o rocas volcánicas postbatolíticas asociadas.
	E	267 - 1750	
	G	181 - 260	
II	B	33 - 107	Antiguos depósitos granulares compactos, intercalados con depósitos ígneos extrusivos.
	E	37 - 49	
	F	33 - 110	
III	B	6 - 17	Materias granulares poco compactos en los que predominan la arcilla y probablemente agua de muy alta salinidad.
	E	15 - 18	
	G	7 - 14	
IIIa	B	1 - 2	Depósitos granulares finos posiblemente lacustres, saturados con agua muy salina o bien agua marina congénita. Cabe la posibilidad de que también sea agua termal.
	E	2 - 8	
VI	B	22 - 112	Materiales granulares poco compactos, con mucho menor contenido de arcilla que la Unidad III y que contiene agua.
	E	17 - 76	
	F	23 - 87	
V	B	8 - 1810	Materiales granulares poco compactos, de granulometría muy variada. Representan la parte superior del embalse subterráneo. Normalmente no están saturados, pero en algunos sitios su base ya contiene agua.
	E	12 - 2517	
	F	26 - 811	
	G	6 - 1683	

Figura 5.1 Perfiles geoelectricos a partir de SEV sobre la planicie costera de San Felipe-Punta Estrella (CONAGUA, 1989).

5.2. Estudio Magnetotelúrico en la Porción Sur de la Planicie Costera de San Felipe – Punta Estrella

Los métodos electromagnéticos, como los demás métodos geofísicos, son de gran ayuda en la obtención de información acerca del subsuelo que no es posible recabar a partir de los estudios geológicos. Dichos métodos electromagnéticos son utilizados para realizar un registro de la resistividad del subsuelo, siendo este uno de los parámetros más importantes en la identificación y caracterización de un campo geotérmico, que dependerá de la conductividad eléctrica de los materiales allí encontrados.

Con base en los antecedentes de la información geológica, geoquímica e hidrogeológica de la zona San Felipe-Punta Estrella, y las recomendaciones establecidas por los estudios de CONAGUA (1989; 2008); se decidió realizar un estudio magnetotelúrico sobre la planicie costera de San Felipe – Punta Estrella. A continuación se definirán los principios físicos bajo los que se rige este método geofísico, así como la metodología implementada para la obtención de los datos, el procesado de las señales y el modelado de perfiles geoeléctricos planteados.

5.2.1. Fundamentos del Método Magnetotelúrico

La teoría electromagnética describe la relación existente entre los campos eléctricos y magnéticos. Esta es la base del método magnetotelúrico (MT), así como la de otros métodos electromagnéticos, la cual explica el fenómeno de inducción electromagnética por el cual operan. Donde las ecuaciones de Maxwell, soporte de la teoría electromagnética, describen el comportamiento de las ondas electromagnéticas y su interacción en diversos medios (Anexo III).

El método magnetotelúrico fue propuesto, en un principio, dentro de los trabajos de Tikhonov (1950) y Cagniard (1953); implementándose en ambientes geológicos relativamente simples, con una estratificación horizontal predominante. Aunque su auge no se daría sino a partir de la década de los 80, ya que antes no se poseía la instrumentación adecuada para su implementación y procesado. Este es un método electromagnético en el dominio de las frecuencias, el cual infiere la resistividad del subsuelo a partir de campos eléctricos y magnéticos medidos en superficie, donde la distribución de la resistividad

eléctrica en el subsuelo depende de la amplitud, la fase y la relación direccional entre el campo eléctrico y el campo magnético (E y H) sobre la superficie (Vozoff, 1972). Se basa en la inducción electromagnética, pues un campo magnético natural primario induce corrientes en el subsuelo, y éste a su vez genera un campo magnético secundario.

El método magnetotelúrico trabaja con fuentes naturales en un rango de frecuencias de 10^{-4} a 10^4 Hz, donde las frecuencias inferiores a 1 Hz se originan por las ondas hidromagnéticas en la magnetosfera provocadas por el viento solar, mientras que las frecuencias por arriba de 1 Hz, son causadas por las tormentas eléctricas que ocurren en toda la atmósfera de la Tierra. La banda ancha de frecuencias que se miden en el método MT permite el estudio de las propiedades eléctricas del medio desde la superficie hasta grandes profundidades.

- Variantes del Método Magnetotelúrico

Los métodos electromagnéticos son clasificados según el rango de frecuencias en los que operan o por el tipo de fuente que utilizan. Por lo anterior, se puede encontrar que el método magnetotelúrico posee variantes al tomar en cuenta las anteriores características (Tabla 5.1).

Tabla 5.1 Variantes del Método Magnetotelúrico (Smirnov *et al.*, 2008; Hersir y Árnason, 2009).
AMT=Audiomagnetotelúrico, CSAMT= Audiomagnetotelúrico de fuente controlada, LMT= Magnetotelúrico de periodo largo, MT=Magnetotelúrico, RMT= Radiomagnetotelúrico.

Variante	Rango de Frecuencias	Profundidad de Estudio	Tipo de Fuente
RMT	20 kHz – 200 kHz	1 m – 100 m	Controlada
CSAMT	10^4 Hz – 10^5 Hz	100 m – 5 km	Controlada
AMT	1 Hz – 10^4 Hz	100 m – 5 km	Natural
MT	10^{-4} Hz – 1 Hz	1 km – 100 km	Natural
LMT	10^{-5} Hz – 10^{-2} Hz	Cientos de km	Natural

- **Ecuaciones de Maxwell para el método Magnetotelúrico (Modelo Cuasi-Estacionario o Cuasi-Estático)**

Para la obtención de las soluciones generales de las ecuaciones de Maxwell se emplean modelos simplificados de los campos que hace mucho más fácil el tratamiento matemático de estas. Los modelos simplificados son: 1) Modelo Estacionario o Estático, 2) Modelo Ondulatorio y 3) Modelo Cuasi-estacionario o Cuasi-estático. En el primero, las fuentes y los campos no varían en el tiempo por lo que las corrientes son estacionarias o continuas y se tiene una distribución de carga en reposo, responsable del campo electrostático. El segundo modelo (Modelo Ondulatorio) plantea que las ondas electromagnéticas se propagan en un medio dieléctrico, donde la conductividad es nula y por lo tanto las corrientes por conducción son nulas en comparación con las corrientes de desplazamiento.

El Modelo Cuasi-estacionario hace la consideración de que los fenómenos son variables en el tiempo, esto es solamente válido a frecuencias relativamente bajas (<10 kHz). También plantea la consideración que el cambio a un comportamiento cuasi-estacionario de uno estacionario, debe ser gradual a medida que disminuye la frecuencia.

Teniendo en cuenta lo anterior, se establecen las ecuaciones de Maxwell para el modelo cuasi-estacionario en el dominio de las frecuencias, una vez sustituidas las relaciones constitutivas que se pueden observar en el Anexo III, y aplicando las suposiciones del método magnetotelúrico (Simpson y Bahr, 2005); aclarando que para este modelo las corrientes de desplazamiento se consideran nulas, $\frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} = 0$, y que no hay acumulación de carga libre, se pueden determinar las siguientes expresiones para el método MT:

Ley de Faraday $\nabla \times \mathbf{E} = -i\mu\omega\mathbf{H}$ (Ecuación 5.1)

Ley de Ampère $\nabla \times \mathbf{H} = \sigma\mathbf{E}$ (Ecuación 5.2)

Ley de Gauss para el Campo Eléctrico $\nabla \cdot \mathbf{D} = 0$ (Ecuación 5.3)

Ley de Gauss para el Campo Magnético $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$ (Ecuación 5.4)

A continuación, de las Ecuaciones 5.1 y 5.2, se definen las ecuaciones de onda que describen la difusión de los campos electromagnéticos dentro de una estructura conductiva, con número de onda, o cociente de propagación, $\gamma^2 = -i\mu\sigma\omega$; donde μ , ε y σ se encuentran en función de la frecuencia y (Ward y Hohmann, 1987).

$$\nabla^2 \mathbf{E} + \gamma^2 \mathbf{E} = 0 \quad (\text{Ecuación 5.5})$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} + \gamma^2 \mathbf{H} = 0 \quad (\text{Ecuación 5.6})$$

La solución de las ecuaciones de onda (Ecuaciones 5.5 y 5.6) se realiza a través de una dependencia temporal sinusoidal, teniendo en cuenta la suposición de que los campos son lo suficientemente uniformes como para que se comporten como ondas planas por encima y dentro de la Tierra (Vozoff, 1989). De dicha solución se pueden definir las propiedades de propagación de las ondas en el medio como la velocidad (v), la penetración nominal (δ), la longitud de onda (λ) y la impedancia Z , sabiendo que el cociente de propagación es un número complejo dado por $\gamma^2 = \alpha - i\beta$, donde α (constante de amplitud) y β (constante de fase) son números reales, y que cuando las corrientes de conducción predominan en un medio, como es el caso en el interior de la Tierra, se puede llegar a las expresiones $\alpha = \beta = \left(\frac{\mu\sigma\omega}{2}\right)^{1/2}$ (Ward y Hohmann, 1987).

5.2.1.1. Tensor de Impedancias

Como se indicó anteriormente, el método MT es un camino para determinar la distribución de la resistividad del subsuelo a través de las medidas del campo eléctrico y magnético sobre la superficie. Esto lo hace con base en la relación entre las componentes horizontales de dichos campos medidos. Por consiguiente, es la impedancia \mathbf{Z} el factor de relación entre los campos (Vozoff, 1972).

$$[E] = [Z][H] \quad (\text{Ecuación 5.7})$$

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (\text{Ecuación 5.8})$$

Lo anterior indica que E_x posee una contribución por parte de H_x y H_y , dada por Z_{xx} y Z_{xy} , respectivamente. De igual forma E_y se encuentra definida como una contribución de H_x y

H_y , dada por Z_{yx} y Z_{yy} , respectivamente; de modo que a cada frecuencia le corresponda un sistema lineal, donde cada término depende de esta (Ecuación 5.9 y 5.10).

$$E_x(f) = Z_{xx}(f)H_x(f) + Z_{xy}(f)H_y(f) \quad (\text{Ecuación 5.9})$$

$$E_y(f) = Z_{yx}(f)H_x(f) + Z_{yy}(f)H_y(f) \quad (\text{Ecuación 5.10})$$

Dicho tensor de impedancia (Z) es obtenido a través de productos cruzados que representan estimaciones de la impedancia eléctrica a diferentes frecuencias (Vozoff, 1972).

5.2.1.2. Resistividad aparente y fase (ρ_a , ϕ)

Dado que Z es un número complejo, presenta una parte real y una imaginaria, cada componente (Z_{ij}) no tiene sólo una magnitud, sino también una fase. La resistividad es una propiedad del medio, mientras que la resistividad aparente depende de cómo ésta es medida. La resistividad aparente es calculada a partir de los valores de E y H , por lo que dependerá de la orientación en que se midan los campos (Vozoff, 1972). Con cada elemento del tensor de impedancia Z_{ij} se puede calcular una resistividad aparente a través de la relación

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{i}{\omega\mu_o} \left| \frac{\mathbf{E}_i}{\mathbf{H}_j} \right|^2 = \frac{i}{\omega\mu_o} |Z_{ij}|^2 \quad (\text{Ecuación 5.11})$$

y la fase estará dada por la expresión

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad (\text{Ecuación 5.12})$$

la cual describe el retraso en tiempo entre las componentes de los campos eléctricos y magnéticos (Vozoff, 1989). En un medio homogéneo la fase se mantiene constante, el campo eléctrico precede al campo magnético con un desfase de 45° , dado por el proceso de difusión de propagación de la onda plana (Vozoff, 1989). En un medio 1D (ver sección 5.2.2.3), la fase aumenta a más de 45° cuando la onda electromagnética penetra en un medio de mayor conductividad. Por analogía, la fase decae por debajo de 45° cuando la onda electromagnética penetra en un medio menos conductor.

5.2.1.3. Función de Transferencia Geomagnética (*Tipper*)

La relación entre la componente vertical del campo magnético (H_z) y las componentes horizontales de este mismo (H_x, H_y), a cualquier frecuencia puede ser escrita como

$$H_z(f) = T_x(f)H_x(f) + T_y(f)H_y(f) \quad (\text{Ecuación 5.13})$$

Esta relación entre las componentes del campo magnético son representaciones vectoriales utilizadas para determinar la presencia, o ausencia, de variaciones laterales de la resistividad en el medio, que (por convención) apuntan hacia las concentraciones anómalas de corriente, apuntando al lado más conductor de la estructura y ayudando a resolver la ambigüedad de la dirección preferencial de la estructura, también llamada *strike* geoelectrico (Vozoff, 1972).

Los vectores calculados con la parte real del *tipper* (Ecuaciones 5.14 y 5.15), a diferentes frecuencias (Vectores de Inducción), permiten identificar las variaciones laterales de la conductividad, identificando estructuras en el subsuelo; ya que apuntan perpendicularmente hacia el conductor principal reflejando su cercanía, o contraste de conductividad, a través su magnitud. Aunque los vectores de inducción son un gran complemento en la determinación del *strike*, éstos son independientes de las componentes del tensor de impedancia y no se encuentran afectados por distorsión galvánica (ver sección 5.2.2.3.1)

$$\|T\| = \sqrt{T_x^2 + T_y^2} \quad (\text{Ecuación 5.14})$$

$$\phi = \arctan\left(\frac{T_y}{T_x}\right) \quad (\text{Ecuación 5.15})$$

5.2.1.4. Penetración Nominal (*Skin Depth*)

En la mayoría de las situaciones geológicas, las señales son tratadas como ondas electromagnéticas planas, donde la mayoría de la energía incidente es reflejada y sólo una pequeña porción es transmitida al interior de la Tierra, la cual viaja verticalmente hacia abajo a una velocidad que depende de la frecuencia y de la conductividad del medio. La energía transmitida, en forma de campos electromagnéticos, sufre un decaimiento exponencial a medida que se difunde en el medio. Al alcance de la penetración de dicha energía en un medio se le llama *skin depth* o *Penetración nominal*. Este *skin depth* se define como la

distancia que una onda plana a viajado en un semiespacio homogéneo cuando su amplitud ha sido atenuada en un factor de $1/e = 0.368$ de la amplitud al ingresar a dicho medio.

En una tierra uniforme el E y H se debilitan exponencialmente con la profundidad, por lo que la profundidad de penetración de dichos campos dentro de la Tierra es inversamente relacionada con la conductividad de la roca (Vozoff, 1972).

La tasa de atenuación depende de la conductividad del medio y de la frecuencia. La atenuación es mayor a mayor conductividad y mayor frecuencia. El *skin depth* tiene la siguiente expresión, derivada de las expresiones de difusión del campo electromagnético (Ecuaciones 5.5 y 5.6):

$$\delta \approx \frac{1}{2} \sqrt{\rho/f} \text{ [km]} \quad \text{(Ecuación 5.16)}$$

donde ρ es la resistividad aparente y f es la frecuencia.

5.2.2. Metodología

5.2.2.1. Procedimiento de Campo y Adquisición de Datos

Para determinar la configuración de la resistividad del subsuelo se realizaron tres perfiles geoelectrónicos compuestos de 13 sondeos magnetotelúricos a lo largo de la planicie costera de San Felipe-Punta Estrella y dispuestos perpendicularmente a los lineamientos regionales NW del norte de la península (Tabla 5.2; Figura 5.2). Los perfiles A-A' y B-B', ubicados al norte de la planicie costera, se encuentran conformados por 5 sondeos cada uno, mientras que el perfil C-C', ubicado al sur, lo conforman tres sondeos magnetotelúricos; con un espaciamiento entre sondeos de alrededor de 4 km.

Para las mediciones realizadas, se utilizaron tres consolas Metronix ADU-07 (*Analog Digital Unit*) del sistema de medición GMS-07 (*Geophysical Measurement System*). Estas poseen un circuito completo para acondicionamiento de señales analógicas, hasta 10 canales para la recepción de los campos electromagnéticos, conversión A/D de 24 Bit, almacenamiento de datos y una base de tiempo controlada por GPS.

Tabla 5.2 Coordenadas geográficas, coordenadas UTM de la zona 11R y elevación de los sitios de medición (ver Figura 5.2).

Estación	Coordenadas Geográficas		UTM (m)		Elevación (m)
	Latitud	Longitud	X	Y	
SF02	30°47'18.0600"	-114°47'53.5500"	3408218.89	710684.055	103
SF03	30°48'09.3900"	-114°45'17.5800"	3409882.01	714798.998	46
SF04	30°47'59.2200"	-114°43'31.2500"	3409625.94	717631.909	26
SF05	30°56'05.6300"	-114°44'10.6400"	3424583.98	716280.988	42
SF06	30°54'43.3800"	-114°46'46.2000"	3421967.94	712201.963	25
SF07	30°53'52.9100"	-114°49'14.7100"	3420335.91	708289.107	53
SF08	30°53'07.2700"	-114°51'49.5600"	3418850.89	704203.906	121
SF09	30°52'25.2100"	-114°54'06.1700"	3417486.84	700600.082	182
SF10	30°52'02.8700"	-114°44'03.1800"	3417112.03	716630.931	28
SF11	30°51'24.9300"	-114°46'22.9200"	3415868.95	712942.088	20
SF12	30°50'33.0000"	-114°48'54.7800"	3414190.07	708938.869	83
SF13	30°49'58.8400"	-114°51'24.9800"	3413060.83	704968.1	131
SF14	30°49'46.8800"	-114°53'52.7600"	3412617.94	701048.046	198

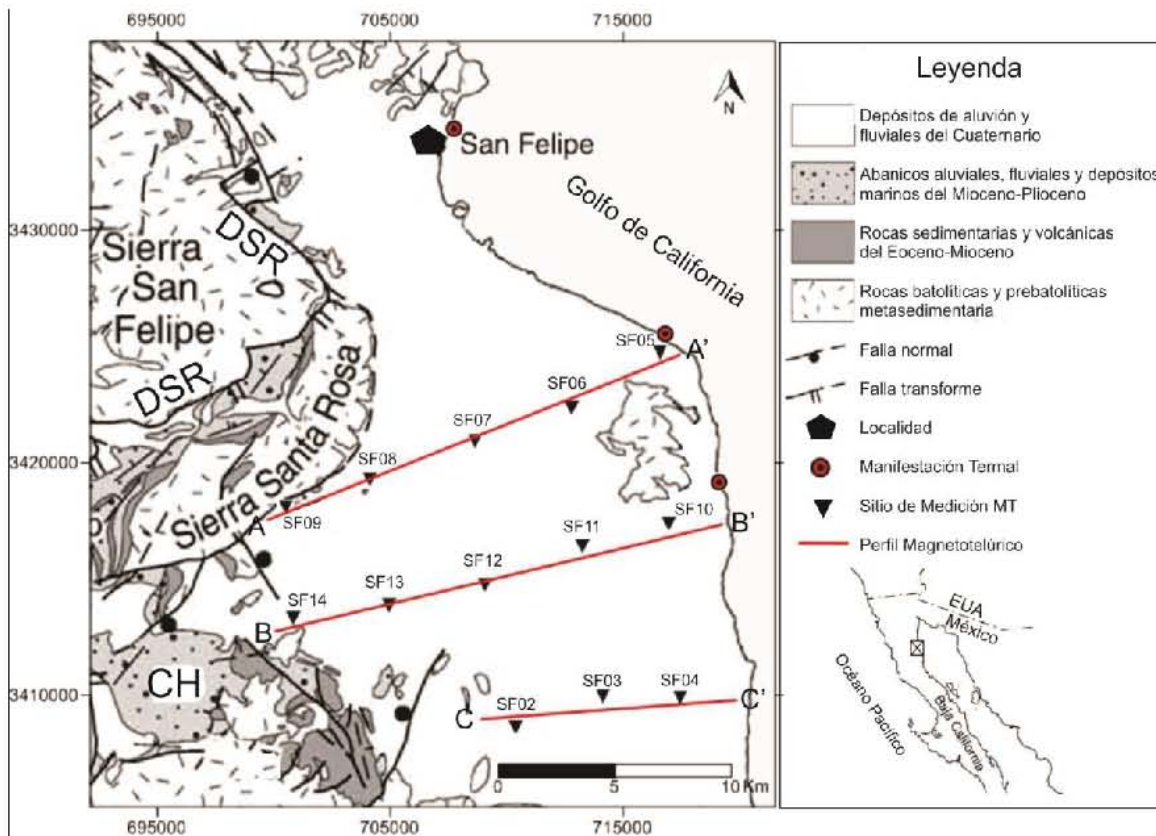


Figura 5.2 Ubicación de sondeos y perfiles magnetotelúricos en el valle San Felipe – Punta Estrella (Modificado de Seiler *et al.*, 2010). CH= Cuenca Huatamote, DSR=Detachment Santa Rosa.

El método Magnetotelúrico requiere la adquisición de las componentes de los campos eléctrico y magnético naturales, ya que con estos infiere la distribución de la conductividad en el subsuelo. Se realiza la medición de las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y y H_z) y de las dos componentes horizontales del campo eléctrico (E_x y E_y). Para la medición del campo magnético, se utilizaron bobinas de inducción de banda ancha MFS-06e, capaces de cubrir un amplio rango de frecuencias desde 0.00025 Hz hasta 10 kHz. Mientras que para el registro del campo eléctrico, se implementaron 5 electrodos no polarizables EFP-06 tipo Pb/PbCl₂, por consola.



Figura 5.3 Equipo utilizado en los sondeos magnetotelúricos a) Sistema de adquisición de datos Metronix ADU-07 b) Electrodo (EFP-06) de terreno de banda ancha, de tipo Pb/PbCl₂, c) Bobina de inducción magnética (MFS-06e).

Un cuidadoso procedimiento de campo es probablemente la clave en la obtención exitosa de los resultados del método MT, quizá más que en cualquier otra técnica electromagnética, ya que los campos con los que se trabajan son pequeños. Razón por la que la selección del sitio y la instalación de los sensores repercutan en la calidad de los datos a adquirir (Vozoff, 1989).

Como se puede observar en la Figura 5.4, para la medición de las componentes horizontales del campo eléctrico se dispusieron los dos pares de electrodos alineados en ángulo recto entre sí, con el eje x orientado al norte magnético en cada una de las mediciones realizadas, procurando la horizontalidad de dichos dipolos sobre el terreno y una apertura de 100 m entre electrodos. La longitud de los dipolos depende de los requerimientos de estudio. Un incremento en la longitud genera un aumento en la señal medida. Para la instalación de los electrodos, se realizaron hoyos de aproximadamente 30 cm de profundidad y se sepultaron, procurando reducir la resistencia de contacto y poder obtener datos de mayor calidad (resistencias de contacto típicas desde pocos cientos de Ohms a 5 kOhm). Para la medición de las componentes del campo magnético se colocaron los tres magnetómetros perpendiculares entre sí, y nivelados, cada uno dentro de los cuadrantes formados por los dipolos, distanciados entre si y del equipo central mínimo 5 m y al menos 1 m de los cables de los dipolos, sepultándose para evitar ruido generado por el viento u otro agente; garantizando que la bobina a medir el H_x se encuentre paralela al dipolo eléctrico que medirá la componente E_x y de igual forma con la bobina que medirá el H_y . Se debe prestar cuidado al conectar, pues el lado sin conector de cada bobina debe ir hacia el norte para el eje x , al este para el eje y y hacia abajo para el eje z , como se observa en la Figura 5.4.

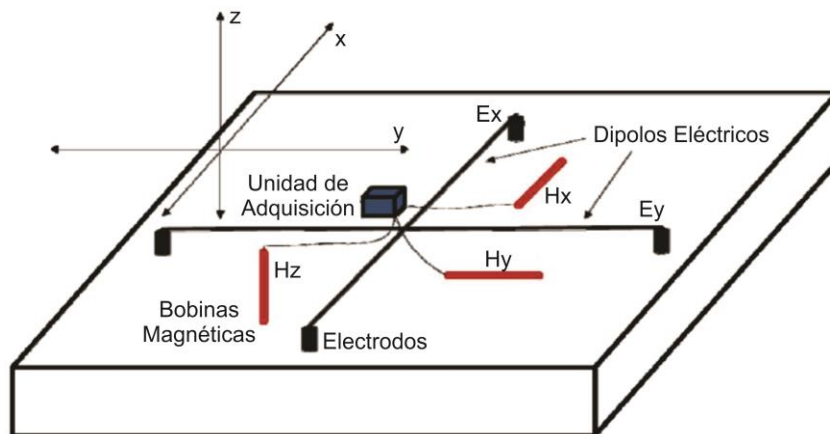


Figura 5.4 Configuración en campo de la instrumentación del método magnetotelúrico.

Tanto los dipolos como los sensores magnéticos se conectan al equipo central con sus respectivos cables, procurando que éstos queden sobre el suelo para evitar vibraciones, producto de corrientes de aire que puedan generar ruido en las señales.

Con el objeto de obtener señales temporales con el menor ruido posible, se configuró el trabajo en campo, para medir simultáneamente 2 o 3 sitios (Tabla 5.3), utilizando la técnica de referencia remota, la cual ayuda a disminuir el ruido correlacionado (ruido local). Cada conjunto de datos tiene diferente ruido y por lo tanto la estimación de Z_{ij} es diferente en cada caso. La referencia remota ha tenido un gran impacto en la disminución de éste, ya que multiplica las ecuaciones que relacionan los productos cruzados de los campos eléctricos y magnéticos, por un componente del campo magnético de la referencia remota; promedia los distintos productos cruzados obteniendo estimaciones del tensor de impedancia no sesgados por el ruido, siempre que no existan correlaciones entre los ruidos en los canales remotos y ruidos en los canales locales (Goubau *et al.*, 1978; Gamble *et al.*, 1979).

Tabla 5.3 Relación de sitios medidos simultáneamente para aplicación de la metodología de referencia remota.

Referencia Remota	Fecha	Sitio	Distancia RR (km)	
1	10/03/2014	SF03	SF03 - SF04	2.85
		SF04		
2	11/03/2014	SF12	SF12 - SF13	4.11
		SF13	SF12 - SF14	8.01
		SF14	SF13 - SF14	3.98
3	12/03/2014	SF07	SF07 - SF08	4.34
		SF08	SF07 - SF09	8.23
		SF09	SF08 - SF07	3.87
4	13/03/2014	SF02	SF02 - SF10	10.73
		SF10	SF02 - SF11	7.92
		SF11	SF10 - SF11	3.81
5	15/03/2014	SF05	SF05 - SF06	4.9
		SF06		

Las mediciones de los sitios se programaron para tres bandas de frecuencia: Banda LF-Prueba (frecuencia de muestreo de 4096 Hz) con tiempo de grabación de 5 minutos para comprobar el nivel de ruido de la zona y la coherencia de los datos, Banda LF1 (frecuencia de muestreo de 4096 Hz) con tiempo de muestreo de 10 minutos, y Banda LF2 (frecuencia de muestreo de 128 Hz) con tiempo de muestreo de 9 horas. Se aplicó el filtro pasa bajas

LF-4 Hz, ya que se adquirieron datos de frecuencias menores a 4 Hz, así se reduce significativamente el ruido causado por líneas de tensión y amplifica la señal.

5.2.2.2. Procesamiento de las Señales de Tiempo

El objetivo del procesamiento de datos es extraer desde señales ruidosas un conjunto de impedancias suavizadas y repetibles, que pueda ser usada para la interpretación de la conductividad de la estructura.

Una vez obtenidas las señales de tiempo de cada una de las componentes de los campos electromagnéticos, se realizó un procesamiento de éstas para determinar los tensores de impedancia y a partir de éstos obtener las respectivas curvas de resistividad aparente y fase de cada sitio medido. Para esto, se utilizó el software Mapros, herramienta de Metronix Inc. El procesamiento de las series de tiempo incluye el filtrado, re-muestreo y el cálculo de resistividades aparentes y fases a frecuencias determinadas. En primer lugar, para poder realizar un análisis en un rango de frecuencias de 1000 Hz a 0.001 Hz, se hizo necesario remuestrear digitalmente las señales adquiridas. Se eliminaron de forma manual los segmentos de baja calidad de las series de tiempo, causados principalmente por los picos con duración de menos de 1 s (Geiermann y Schill, 2010). Posteriormente, el tensor de impedancia se estimó a partir de los espectros de amplitud por medios estadísticos, a través de un procesamiento con referencia remota en la mayoría de los casos, ya que redujo en gran medida la influencia del ruido no correlacionado, dando lugar a una mejora de los resultados. Por último, las resistividades aparentes y fases más suaves de cada banda se fusionaron y almacenaron en un formato de intercambio de datos eléctricos (EDI, de sus siglas en inglés). En el Anexo IV, se pueden observar las curvas de resistividad y fase de cada uno de los sitios muestreados.

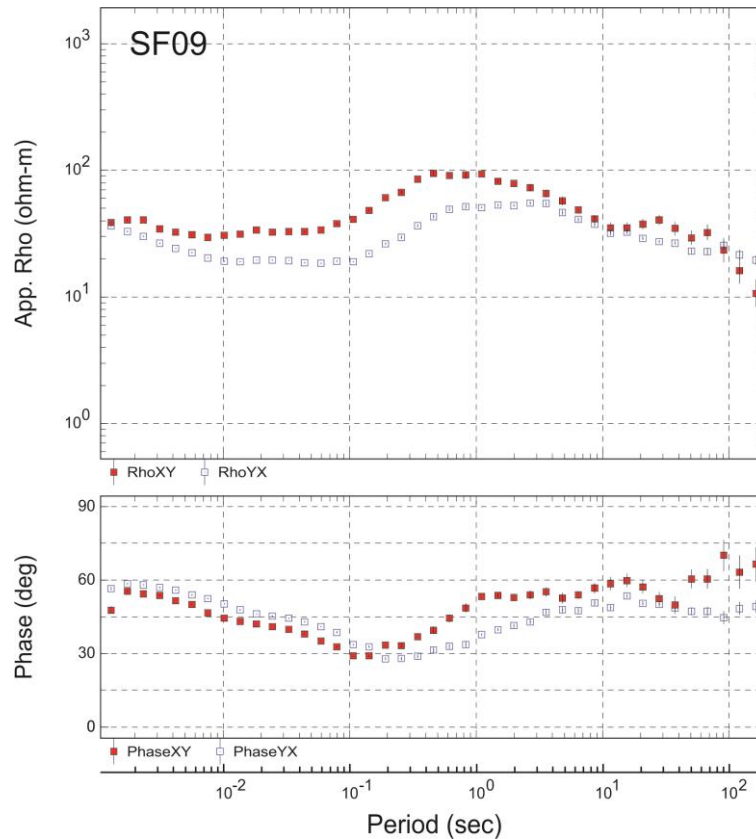


Figura 5.5 Curvas de resistividad y fase del sitio de sondeo SF09, después del procesamiento de las señales de tiempo.

Se observa que en sitios como SF02, SF04, SF10 y SF13 es muy clara la variación de la resistividad en el rango entre 1-10 s, asociado a la banda de señales de baja amplitud conocida como “banda muerta del MT” (Simpson y Bahr, 2005). Esta afectación es posiblemente atribuida a efectos no inductivos asociados a fuentes de ruido antropogénico local; por ejemplo: perturbaciones sísmicas que generan ruido en los componentes telúricos, modulando el potencial entre los electrodos y el suelo, y el cambio de orientación de las bobinas (Simpson y Bahr, 2005; Geiermann y Schill, 2010).

Para periodos mayores a 20 s, en los sitios SF05 y SF06, se muestra una fuerte afectación de las mediciones, que no fue posible recuperar a través del procesamiento de las señales de tiempo. Por lo anterior, dichos sitios se trabajaron únicamente en el rango de periodos de 10^{-3} -20 s. Esto posiblemente ocurra debido al poco tiempo de muestreo para dicho rango de periodos.

5.2.2.3. Análisis de Dimensionalidad y Direccionalidad

Previo a la modelación de los datos, se debe extraer información de la dimensionalidad de la estructura geoelectrica y demás fenómenos que desvirtúen las señales, como es el caso de la distorsión galvánica.

5.2.2.3.1. Corrimiento Estático (*Static Shift*)

Berdichevsky y Dmitriev (1976) establecen una clasificación de las distorsiones electromagnéticas en efectos galvánicos y efectos inductivos. Los efectos galvánicos son causados por el campo eléctrico primario produciendo cargas eléctricas donde ocurren contrastes bruscos en la conductividad. Este exceso de carga resulta en un campo eléctrico secundario que se adiciona vectorialmente al campo eléctrico primario. La acumulación de carga en dichas heterogeneidades superficiales, o provocadas por la topografía (Figura 5.6-a), generan un corrimiento de las curvas de resistividad aparente, donde un desplazamiento hacia arriba es producido al realizar medición sobre heterogeneidades resistivas y el desplazamiento hacia abajo es provocado por heterogeneidades conductoras (Figura 5.6-b). Este fenómeno recibe el nombre de *static shift* o desplazamiento estático, en el que no se ve afectada la fase entre los campos y es independiente de la frecuencia (Jiracek, 1990).

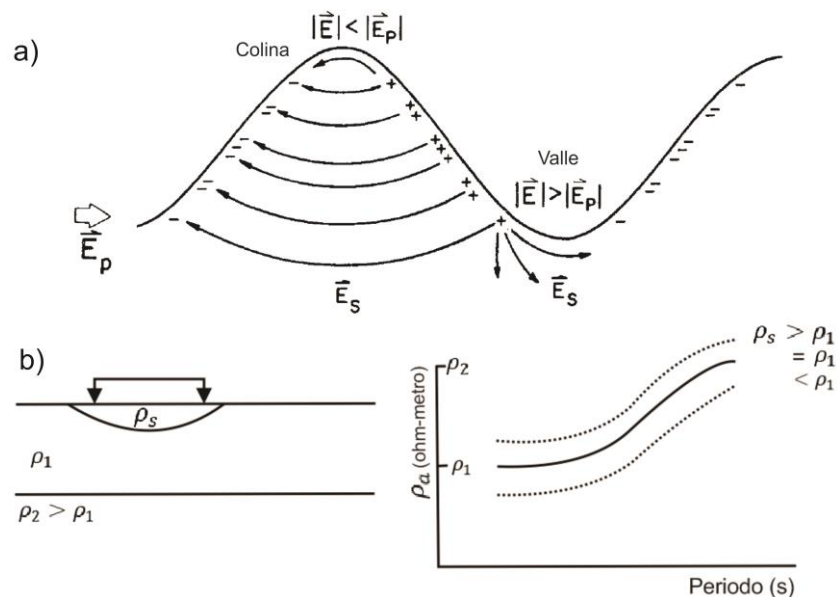


Figura 5.6 a) Efecto galvánico de la topografía (Jiracek, 1990) b) Bosquejo del *static shift*. La línea continua corresponde a la resistividad aparente en caso de no haber heterogeneidades superficiales o variaciones en la topografía (Sternberg *et al.*, 1985).

Por otra parte, los efectos inductivos siguen la Ley de Faraday, en donde la derivada temporal del campo magnético primario produce corrientes excesivas. Este flujo de corrientes en bucles cerrados produce campos magnéticos secundarios que se suman vectorialmente al campo magnético primario (Jiracek, 1990). Dichos efectos inductivos aparecen como pequeños cambios de fase a altas frecuencias (Vozoff, 1989) y para frecuencias bajas pueden ser despreciados (Groom y Bailey, 1989).

Diversas técnicas de corrección de las distorsiones galvánicas e inductivas son propuestas mediante el uso de la respuesta de los invariantes, el desplazamiento de las curvas, promedios estadísticos, filtros especiales, uso de tensores de distorsión y modelos computacionales (Jiracek, 1990).

Ya que el campo magnético es relativamente poco afectado por las heterogeneidades de la superficie, para corregir el *static shift* de los sondeos realizados se implementó el método Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo (TDEM) (French, 2002; McNeill, 1994; Nabighian y Macnae, 1991). Al no tener un contacto directo con el terreno, a través de electrodos para la medición de campo eléctrico, el TDEM no está afectado por *static shift*. En el TDEM se realiza una medida del campo magnético secundario producto de corrientes de inducción generadas por el corte de la corriente en un bucle trasmisor.

El *static shift* de la zona es en gran medida debido a heterogeneidades en la superficie, dado que las mediciones se realizaron en una planicie costera que no presenta topografía pronunciada. La corrección se realizó ajustando las curvas de resistividad aparente xy y yx de cada sitio, al nivel de resistividad aparente que arrojó la inversión 1D de los sondeos de TDEM en cada uno de los sitios (Pellerin y Hohmann, 1990). No obstante, la resistividad aparente obtenida con TDEM no necesariamente concuerda con la resistividad aparente de los modos de polarización TE o TM de los sondeos magnetotéluricos. En ese sentido, puede estar de acuerdo con una de las dos polarizaciones, quedar fuera de los modos de polarización o encontrarse entre los dos (Sternberg *et al.*, 1988). Esta corrección es precisa cuando la región de solapamiento entre los sondeos magnetotélurico y TDEM es 1D, pero es posible extraer información útil incluso en entornos multidimensionales (Pellerin y Hohmann, 1990).

5.2.2.3.2. Dimensionalidad Geoeléctrica

La distribución de la conductividad en el medio es diversa y depende de las características geológicas del subsuelo. Sin embargo, se pueden clasificar tres modelos que permiten hacer la interpretación de los datos a través de ellos. En primer lugar se encuentra una estructura geoeléctrica que describe un medio unidimensional (1D), donde la variación de la conductividad se registra verticalmente, permaneciendo constante horizontalmente a lo largo de cada una de las capas. En este caso, las componentes de la diagonal principal del tensor de impedancia se hacen nulas ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$), mientras que las componentes de la antidiagonal serán de la misma magnitud pero de signo contrario ($Z_{xy} = -Z_{yx}$). Lo cual indica que no hay variaciones horizontales.

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_x \end{bmatrix} \quad (\text{Ecuación 5.17})$$

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \quad (\text{Ecuación 5.18})$$

Un medio 2D es aquel donde, semejante al medio 1D, se encuentra una variación de la conductividad verticalmente, pero también se registran variaciones horizontales a lo largo de planos (*strike*), producidas por diques intrusivos, fallas, fracturas, cambios de litología, mineralizaciones, etcétera. En este caso, uno de los ejes de medición se encuentra paralelo a dicho *strike* (eje x por convención) y la diagonal principal del tensor de impedancia será nula ($Z_{xx} = Z_{yy} = 0$), como en el caso unidimensional (Vozoff, 1989). Por el contrario, las componentes de la antidiagonal serán diferentes ($Z_{xy} \neq Z_{yx}$). Por lo anterior, la respuesta magnetoteléutica se separa en dos modos independientes. Estos son el modo transversal eléctrico (TE), donde $E_x = Z_{xy}H_y$ y la corriente eléctrica fluye paralela al *strike* (eje x), y el modo transversal magnético (TM), donde $E_y = Z_{yx}H_x$ y la corriente fluye perpendicular al *strike* (eje y) (Figura 5.7, Ecuaciones 5.19, 5.20 y 5.21).

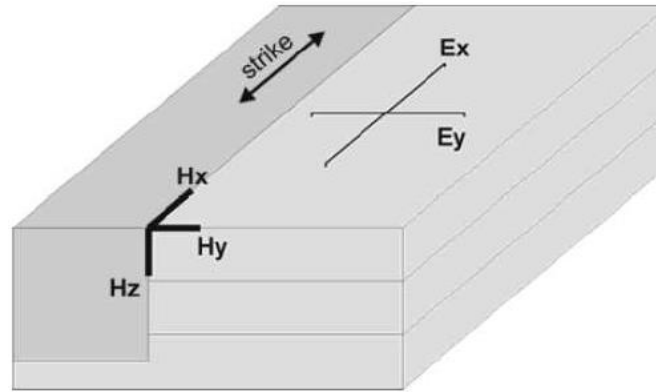


Figura 5.7 Bosquejo de un dimensionalidad 2D con la configuración de los modos TE y TM.

$$Z_{TE} = Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad (\text{Ecuación 5.19})$$

$$Z_{TM} = Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad (\text{Ecuación 5.20})$$

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad (\text{Ecuación 5.21})$$

Por otro lado, en la naturaleza se encuentran mayormente casos 3D donde hay variaciones continuas tanto horizontal como verticalmente. En este caso no se puede definir un *strike* y todas las componentes del tensor de impedancia tendrán valores diferentes ($Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx}$)

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (\text{Ecuación 5.22})$$

El análisis de la dimensionalidad de la estructura geoelectrica puede dar información sobre la variación del *strike* respecto a la profundidad, relacionándola con diversos procesos y estructuras que se encuentran en la corteza y el manto. Existen diferentes métodos para hallar la dimensionalidad geoelectrica del medio, algunos de ellos a partir del análisis de invariantes rotacionales del tensor de impedancias (p.e. Bahr, 1988; Groom y Bailey, 1989; Bahr, 1991; Szarka y Menvielle, 1997; Weaver *et al.*, 2000; Romo *et al.*, 2005; Gómez-Treviño *et al.*, 2014).

5.2.2.3.3. Métodos de Análisis de Dimensionalidad y Direccionalidad

Para el análisis dimensional y direccional, en primera instancia, se implementó la metodología desarrollada por McNeice y Jones (2001), descomposición del tensor de impedancia magnetotelúrico multisitio-multifrecuencia, en la que se supone un medio 2D y se plantea un análisis direccional de la estructura regional. También se realizó un análisis dimensional y direccional con el Tensor de Fases Magnetotelúrico, propuesta desarrollada por Caldwell *et al.* (2004), donde se hace uso de las relaciones de fase entre las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético, el cual no se ve afectado por distorsión galvánica. El análisis de direccionalidad se lleva a cabo cuando, de acuerdo al análisis dimensional, el medio se comporta en general como un medio 2D y se desea conocer la dirección principal de la estructura geoelectrica (*strike*).

5.2.2.3.3.1. Descomposición del Tensor de Impedancia Multisitio-Multifrecuencia

McNeice y Jones (2001), con la base teórica descrita por Groom y Bailey (1989), desarrollaron un código para la descomposición del tensor de impedancias Multisitio-Multifrecuencia (*Strike*). Groom y Bailey (1989) plantearon la descomposición del tensor de impedancias, donde asume que la distorsión es debida a una heterogeneidad somera 3D incluida dentro de un medio 2D. Con esta suposición el tensor observado se puede descomponer como sigue

$$Z = RCZ_{2D}R^T \quad (\text{Ecuación 5.23})$$

donde Z_{2D} es un tensor de impedancias regional, R una matriz de rotación y C un tensor de distorsión, el cual incluye las perturbaciones del campo eléctrico y magnético. Este último se puede ver como la factorización de tres operadores y un escalar

$$C = dTSA \quad (\text{Ecuación 5.24})$$

donde T es el *twist* (fenómeno por el cual los campos eléctricos se tuercen y sufren una desviación angular), S es el *shear* (fenómeno por el cual los campos eléctricos se polarizan, distorsionando el campo eléctrico con un efecto cizalla), A es el tensor de anisotropía del medio y g es un factor escalar llamado ganancia de sitio. Los factores A y g , que son la

parte indeterminada del tensor de distorsión, son integrados al tensor de impedancias regional ($Z'_{2D} = gAZ_{2D}$), por lo que el tensor de impedancias queda expresado de la forma

$$Z = RTSZ'_{2D}R^T \quad (\text{Ecuación 5.25})$$

Según Groom y Bailey (1989), se deben determinar los parámetros telúricos de distorsión y el *strike* regional, ajustando el modelo de siete parámetros reales (los cuales describen la Ecuación 5.23) frecuencia por frecuencia y sitio por sitio. Sin embargo, estos están libres de restricciones y pueden cambiar con la frecuencia en un mismo sitio.

En cambio, McNeice y Jones (2001) proponen una extensión del anterior método de descomposición, en la que determinan la dirección del *strike* y los parámetros de distorsión telúricos (*twist* y *shear*, dependientes del sitio de medición e independientes de la frecuencia) para rangos de frecuencias y un grupo de sitios, asumiendo una independencia de la frecuencia de estos parámetros.

5.2.2.3.3.2. Tensor de Fases Magnetotelúrico

La fase de un número complejo está definido por la razón entre su parte real e imaginaria. A partir del tensor de impedancia utilizado en MT, Caldwell *et al.* (2004) proponen un tensor de fases (Φ) (Ecuación 5.26).

$$\Phi = X^{-1}Y \quad (\text{Ecuación 5.26})$$

donde X es la parte real y Y es la parte imaginaria del tensor de impedancia magnetotelúrico.

Para un sistema cartesiano de coordenadas (x_1, x_2), el tensor de fases Φ puede ser escrito como la matriz en términos de los componentes real e imaginaria del tensor de impedancia

$$\begin{aligned} \Phi &= \begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{12} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} / \det(X) \end{aligned} \quad (\text{Ecuación 5.27})$$

donde $\det(X) = X_{11}X_{22} - X_{12}X_{21}$

Para la aplicación de dicha metodología, se debe recordar que la determinación del tensor de fases no requiere suposiciones acerca de la dimensionalidad y es aplicable cuando la estructura regional es 3-D.

El tensor de fases, como cualquier tensor de segundo orden, se encuentra caracterizado por una dirección y tres cantidades escalares independientes (coordenadas invariantes). Dentro de éstos se encuentran los valores máximo y mínimo del tensor, y el ángulo de inclinación (rotación) β , que es una medida de la asimetría del tensor. Estas cantidades están dadas por las siguientes expresiones

$$\Phi_{min} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2} - (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{1/2} \quad (\text{Ecuación 5.28})$$

$$\Phi_{max} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2} + (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{1/2} \quad (\text{Ecuación 5.29})$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_3}{\Phi_1} \right) \quad (\text{Ecuación 5.30})$$

donde los valores $\Phi_1 = (\Phi_{11} + \Phi_{22})/2$, $\Phi_2 = (\Phi_{11}\Phi_{22} - \Phi_{12}\Phi_{21})^{1/2}$ y $\Phi_3 = (\Phi_{12} - \Phi_{21})/2$. Aunado a las expresiones anteriores se encuentra α , ángulo que expresa la dependencia del tensor sobre el sistema coordenado; que aunque no es un invariante rotacional del tensor de fases, y no se puede establecer en sus mismos términos, lo complementa para quedar totalmente definido.

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right) \quad (\text{Ecuación 5.31})$$

Dado lo anterior se puede representar el tensor de fases como

$$\Phi = \mathbf{R}^T (\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} \mathbf{R} (\alpha + \beta) \quad (\text{Ecuación 5.32})$$

donde $\mathbf{R} (\alpha + \beta) = \begin{bmatrix} \cos(\alpha + \beta) & \text{sen}(\alpha + \beta) \\ -\text{sen}(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{bmatrix}$ es la matriz rotación.

Si las coordenadas invariantes Φ_{min} y Φ_{max} tienen el mismo valor, no representa una dirección preferencial y la estructura es 1D; pero si su diferencia es un valor diferente de cero, indica la existencia de dos direcciones, representando una dimensionalidad 2D. Por otro lado, un tensor de fases simétrico ($\beta = 0$) representa la distribución de conductividad eléctrica en medios 1D y 2D; simbolizando α , en el caso 2D, la dirección del *strike* o su perpendicular, dependiendo de qué modo de polarización (TE o TM) tiene el valor de fase más grande. Sin embargo, para un medio 3D el ángulo de inclinación (β) y la diferencia entre Φ_{min} y Φ_{max} son cero (en datos reales, se da un umbral de 3° para β).

Respecto a la representación gráfica del tensor de fases, todo tensor asimétrico puede ser mostrado por medio de una elipse. En este caso, los ejes menor y mayor de la elipse están representados por Φ_{min} y Φ_{max} , respectivamente, con la orientación del eje mayor dada por el ángulo $\alpha - \beta$ (Figura 5.8).

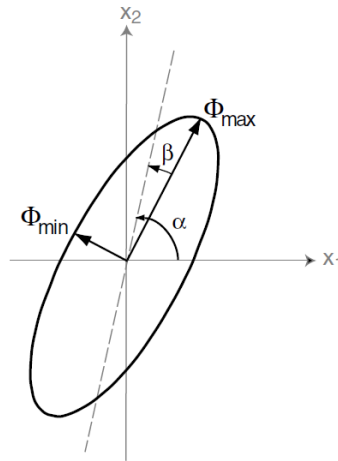


Figura 5.8 Representación gráfica del tensor de fases (Caldwell *et al.*, 2004).

5.2.2.3.4. Resultados del Análisis de Dimensionalidad y Direccionalidad

- Utilizando la Descomposición del Tensor de Impedancia Multisitio-Multifrecuencia

Como se presentó en la Figura 5.2, se plantearon tres perfiles magnetotelúricos a lo largo del área de estudio, por lo cual se realizó un análisis de direccionalidad multisitio-multifrecuencia a través del código *Strike* (McNeice y Jones, 2001). Para cada uno de los perfiles propuestos, con los datos integrados de los sitios que los conforman, se realizó una primera corrida del código con la restricción de que los parámetros se mantengan constantes en 6 bandas de frecuencia, cada una dentro de una década logarítmica, en el rango de las frecuencias medidas (Figura 5.9). Además se muestra una gráfica con el desajuste entre la impedancia observada y la calculada usando los parámetros estimados. A manera de ejemplo se ilustrará los gráficos obtenidos para el sitio SF04 del perfil C-C'.

A continuación, se evalúan los parámetros *twist* y *shear* y se fija uno de estos, generalmente el parámetro más homogéneo a lo largo de todo el rango de frecuencias, ya que éstos son

más estables en presencia de distorsión, que el parámetro *strike*. Se realiza una nueva corrida de los datos en el código, fijando el parámetro (Figura 5.10). Para el ejemplo presentado el *twist* es fijado en 3.7° .

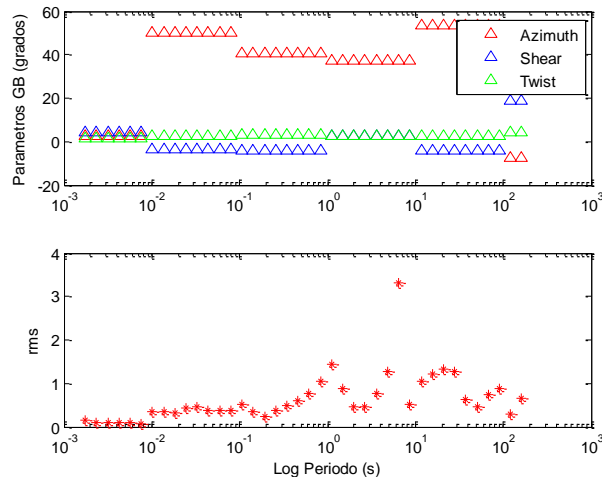


Figura 5.9 Gráfica de los parámetros de *twist*, *shear* y *strike*, y desajuste para el sitio SF04; obtenidas del programa *Strike* para bandas de frecuencias en décadas logarítmicas, con todos los parámetros constantes en 6 bandas de frecuencia. Dado que el promedio del desajuste es <2 , el modelo de distorsión se ajusta a los datos.

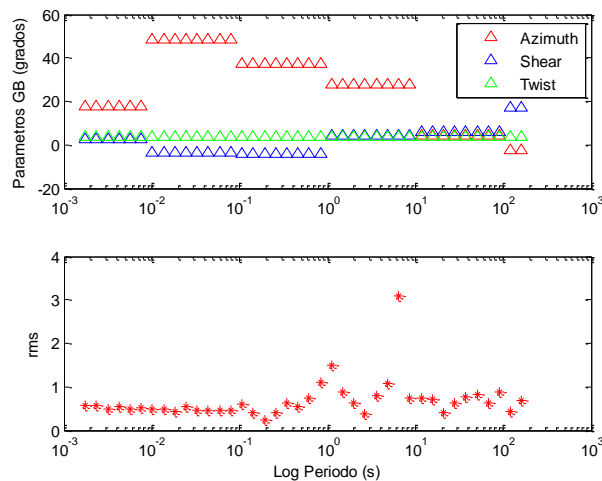


Figura 5.10 Gráfica de los parámetros de *twist*, *shear* y *strike*, y desajuste para el sitio SF04; obtenidas del programa *Strike* para bandas de frecuencias en décadas logarítmicas, con el *twist* fijado en 3.7° y los parámetros *shear* y *strike* constantes en 6 bandas de frecuencia. Dado que el promedio del desajuste es <2 , el modelo de distorsión se ajusta a los datos.

Posteriormente se evalúa el comportamiento del otro parámetro estable en presencia de distorsión que no se haya fijado y se determina el valor más constante a lo largo del rango de frecuencias ($shear = 4.7^\circ$, para el ejemplo), se fija y finalmente se observa el comportamiento del *strike* en cada una de las 6 bandas de frecuencias evaluadas (Figura 5.11).

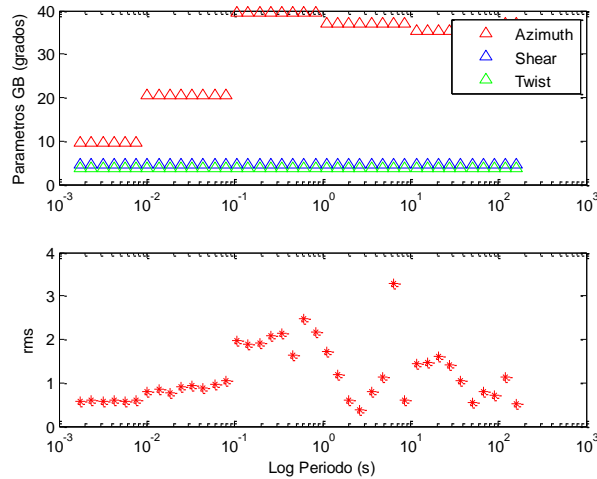


Figura 5.11 Gráfica de los parámetros de *twist*, *shear* y *strike*, y desajuste para el sitio SF04; obtenidas del programa *Strike* para 6 bandas de frecuencias en décadas logarítmicas, con el *twist* y el *shear* fijados en 3.7° y 4.7° , respectivamente. Dado que el promedio del desajuste es <2 , el modelo de distorsión se ajusta a los datos.

En la Tabla 5.4 se muestran los valores de *strike* para cada una de las bandas de frecuencia en cada uno de los perfiles propuestos obtenidos con el programa *Strike*. En ella podemos observar de manera general, cómo existe una predominancia de la estructura geoelectrica en dirección NE-SW. También se puede observar cómo, para el perfil A-A', el *strike* presenta una estabilidad en el rango de frecuencias de 1-0.001 Hz con valor promedio de 33° . Mientras que para los perfiles B-B' y C-C' se muestra cómo el *strike* cambia de una orientación NNE-SSW a NE-SW, en el rango de frecuencias de 1-0.001 Hz y 1000-0.001 Hz, respectivamente.

Tabla 5.4 Parámetro *strike* por bandas de frecuencias para cada uno de los perfiles una vez fijados los parámetros *twist* y *shear*, obtenidos a partir del programa *Strike*.

Banda: Frecuencia/Periodo	Perfil A-A' (grados) twist=-0.31 shear=1.12	Perfil B-B' (grados) twist=-6.63 shear=0.19	Perfil C-C' (grados) twist=3.7 shear=4.71
100-1000Hz 0.01-0.001s	51.08	40.39	9.6
10-100Hz 0.1-0.01s	-6.09	20.44	20.56
1-10Hz 1-0.1s	-4.46	-18.76	39.49
0.1-1Hz 10-1s	34.25	9.18	36.93
0.01-0.1Hz 100-10s	33.7	11.43	35.37
0.001-0.01Hz 1000-100s	33.97	20.54	37.13

- Utilizando el Tensor de Fase

Ahora bajo el análisis del tensor de fase, se puede observar en la Figura 5.12, a manera de ejemplo, una representación gráfica de los parámetros elipticidad, β y *strike* para el sitio SF04 a lo largo del rango de periodos (Anexo V). Se puede observar como en el rango de periodo de 1-1000 s, se encuentra caracterizado por una dimensionalidad 1D, dado que la diferencia de los parámetros Φ_{min} y Φ_{max} , y β es cero, mientras para el rango de periodo de 1-0.01 s se muestra el azimut con una tendencia de variación hacia NE-SW a medida que aumenta.

Este tipo de análisis también es mostrado en la representación de las elipses del tensor de fases para cada uno de los sitios, configurados a lo largo de los tres perfiles (Figura 5.13), donde se ve una predominancia de dimensionalidad 1D en el rango de periodo de 0.1-1000 s (1-0.001 Hz); y una orientación del eje mayor de las elipses (azimut) hacia el NE-SW. También se puede observar como en medios 1D la elipse (circunferencia) muestra un aumento de su diámetro a medida que aumenta la conductividad en el sondeo (Caldwell *et al.*, 2004).

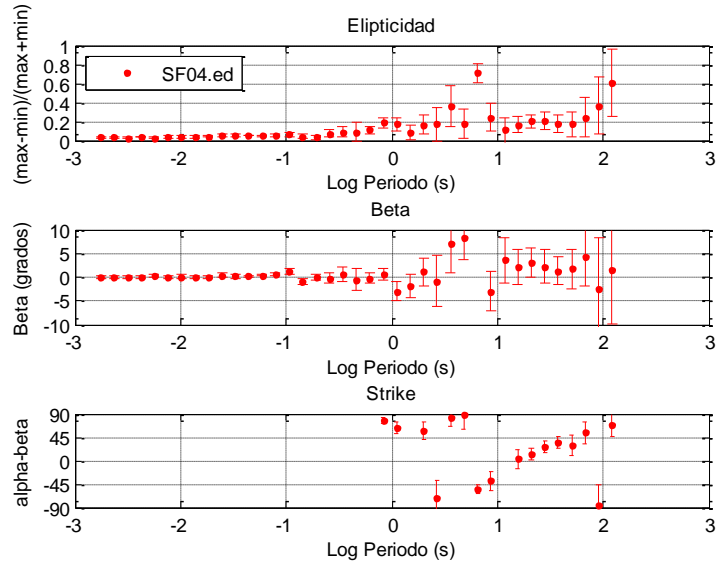


Figura 5.12 Gráficos de los parámetros elipticidad, β y *strike* para el sitio SF04 a lo largo del rango de periodos, adquiridos con el código desarrollado por Caldwell *et al.*, (2004) a partir del tensor de fases.

Sin embargo, no es posible observar con detalle y diferenciar la dimensionalidad 2D y 3D en la Figura 5.13, por lo cual se representó gráficamente en la Figura 5.14, a partir de los parámetros del tensor de fases. En ésta se detalla concretamente la distribución de la dimensionalidad a medida que disminuye la frecuencia en cada sondeo, donde se confirma la dimensionalidad 1D en el rango de frecuencias de 1-0.001 Hz, excepto para los sitios SF05 y SF12; y una predominancia 3D para el perfil A-A' por debajo de frecuencias de 10 Hz aproximadamente, pero una mayor presencia de dimensionalidad 2D en los perfiles B-B' y C-C' para aproximadamente el mismo rango de frecuencias.

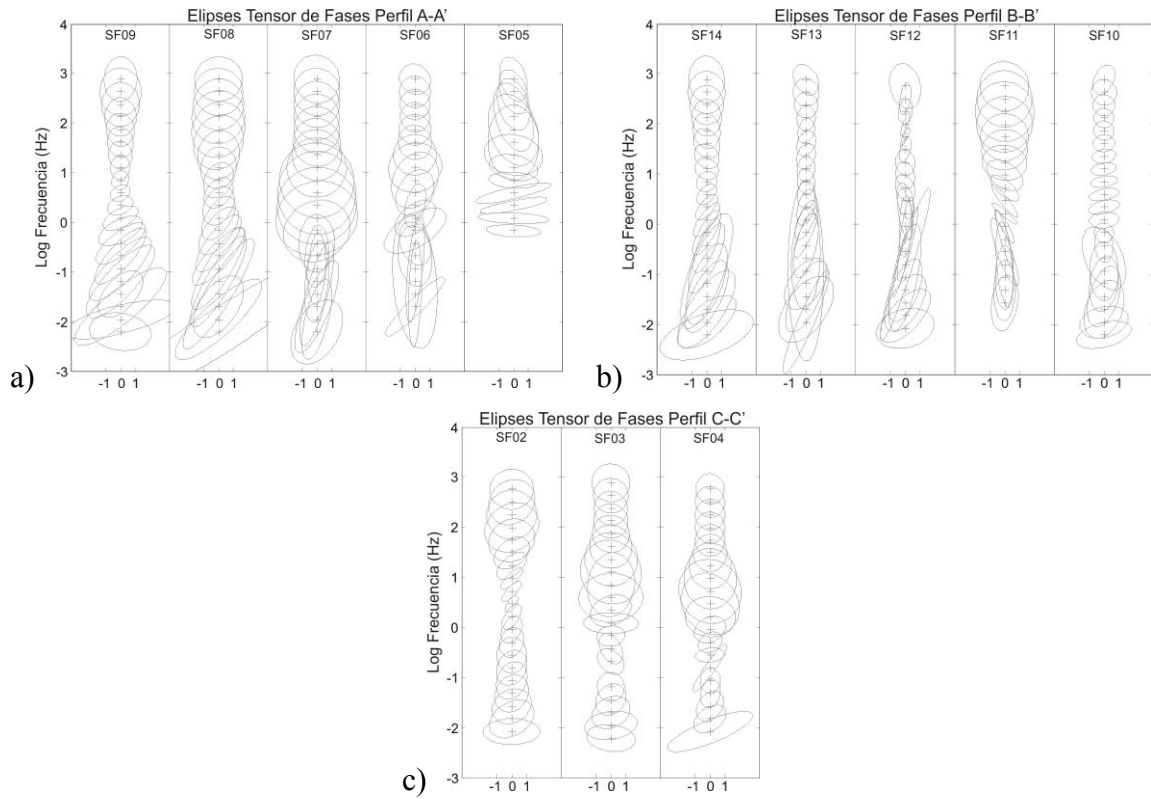


Figura 5.13 Esquema de elipses del tensor de fases a lo largo del rango de frecuencias para cada uno de los sitios de los perfiles A-A', B-B' y C-C'.

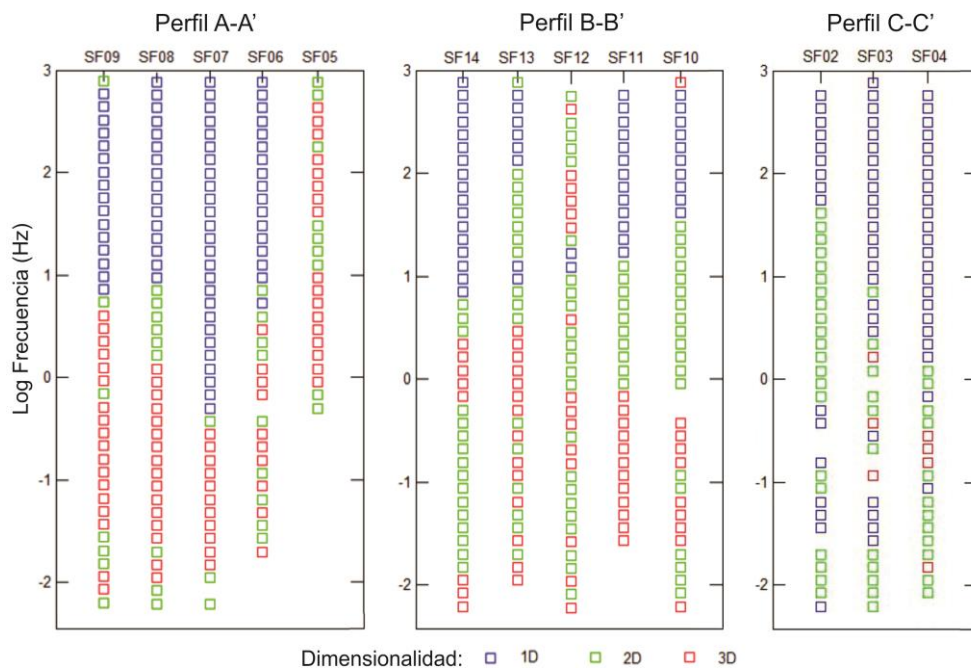


Figura 5.14 Dimensionalidad a lo largo del rango de frecuencias de cada sitio, para los perfiles A-A', B-B' y C-C'.

Representada la dimensionalidad de la zona de estudio, se procedió a determinar la evolución del *strike* a lo largo del rango de frecuencias medido. Para su análisis, se descartó la representación del *strike* en el rango de frecuencias de 10-1000Hz, como se había expresado anteriormente, posee una predominancia 1D en los tres perfiles. La Figura 5.15 muestra los diagramas de rosas para las bandas de frecuencias inferiores a 10Hz, en las cuales se observa una dirección preferencial hacia NE (donde el norte corresponde a 0°), como se vio en el análisis de las elipses del tensor de fase.

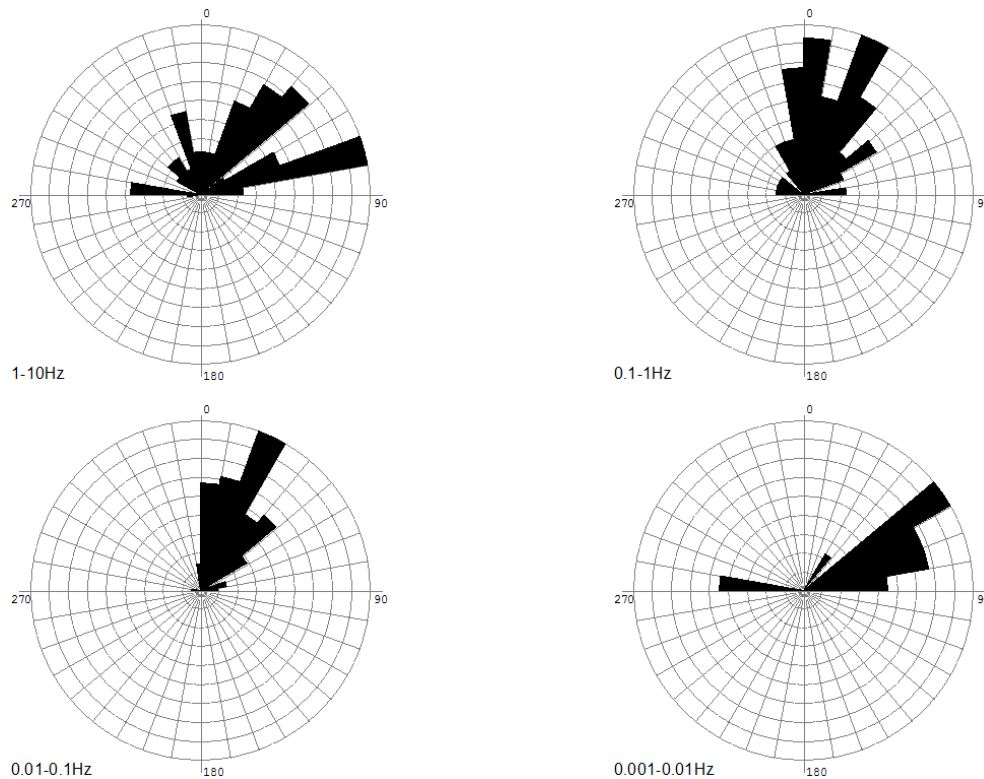


Figura 5.15 Diagramas de rosas por bandas de frecuencias del *strike* regional de los sondeos realizados. La dirección norte corresponde a 0°.

Para un análisis más particular de la dirección del *strike* en cada uno de los perfiles, en el Anexo VI se encuentran los diagramas de rosas para el rango de frecuencias de 0.001-10Hz para cada uno de los perfiles. En la Tabla 5.5 se puede observar una relación de las direcciones promediadas y su comparación con las direcciones halladas a partir de la metodología propuesta por McNeice y Jones (2001), a lo largo de todo el rango de frecuencias y por bandas delimitadas por las décadas logarítmicas, teniendo en cuenta el análisis dimensional anteriormente mostrado. Tomando en cuenta las dos metodologías, se

determinó que las direcciones del *strike* óptimas para rotar los perfiles, fueron las encontradas por el tensor de fases por bandas de frecuencias (resaltadas en la Tabla 5.5), ya que este no supone una dimensionalidad 2D, ni se encuentra afectado por efectos de distorsión galvánica, como la metodología expuesta por McNeice y Jones (2001).

Tabla 5.5 Análisis comparativo del *strike* por perfiles entre las metodologías expuestas por McNeice y Jones (2001) y Caldwell *et al.*, (2004), en el rangos de frecuencia medidos y por bandas de frecuencia delimitadas por las décadas logarítmicas.

Análisis	<i>Strike</i> Perfil A-A' (grados)	<i>Strike</i> Perfil B-B' (grados)	<i>Strike</i> Perfil C-C' (grados)
Programa <i>Strike</i> una banda de frecuencia	27	6	40
Programa <i>Strike</i> seis bandas de frecuencia	34	15	37
Tensor de fases a una sola banda de frecuencia	42	30	45
Tensor de fases a seis bandas de frecuencia	48	25	37

Las metodologías utilizadas para la determinación del *strike* regional, presentan una ambigüedad de 90° en su determinación (Groom y Bailey, 1989; McNeice y Jones, 2001; Caldwell *et al.*, 2004). En un sistema de coordenadas sin rotar, la orientación del eje del *strike* sería $\alpha = \theta$ o $\alpha = \theta + 90^\circ$. Para resolver dicha ambigüedad, generalmente se utilizan la información arrojada por la función de transferencia *tipper* y se complementa con información geológica *a priori* de la zona de estudio. Por tal motivo, se muestra en la Figura 5.16 la dirección promedio del vector de inducción, el cual apunta en la dirección normal al plano de preferencia donde ocurren los cambio laterales de conductividad (Parkinson, 1959). Dicho vector de inducción para la frecuencia 0.1 Hz, indica que la estructura preferencial regional posee una orientación NW, soportada por los lineamientos geológicos regionales y resolviendo la ambigüedad del *strike*. Dado lo anterior, los perfiles propuestos se rotaron a las siguientes direcciones: *Perfil A – A'* = -42° , *Perfil B – B'* = -65° y *Perfil C – C'* = -53° .

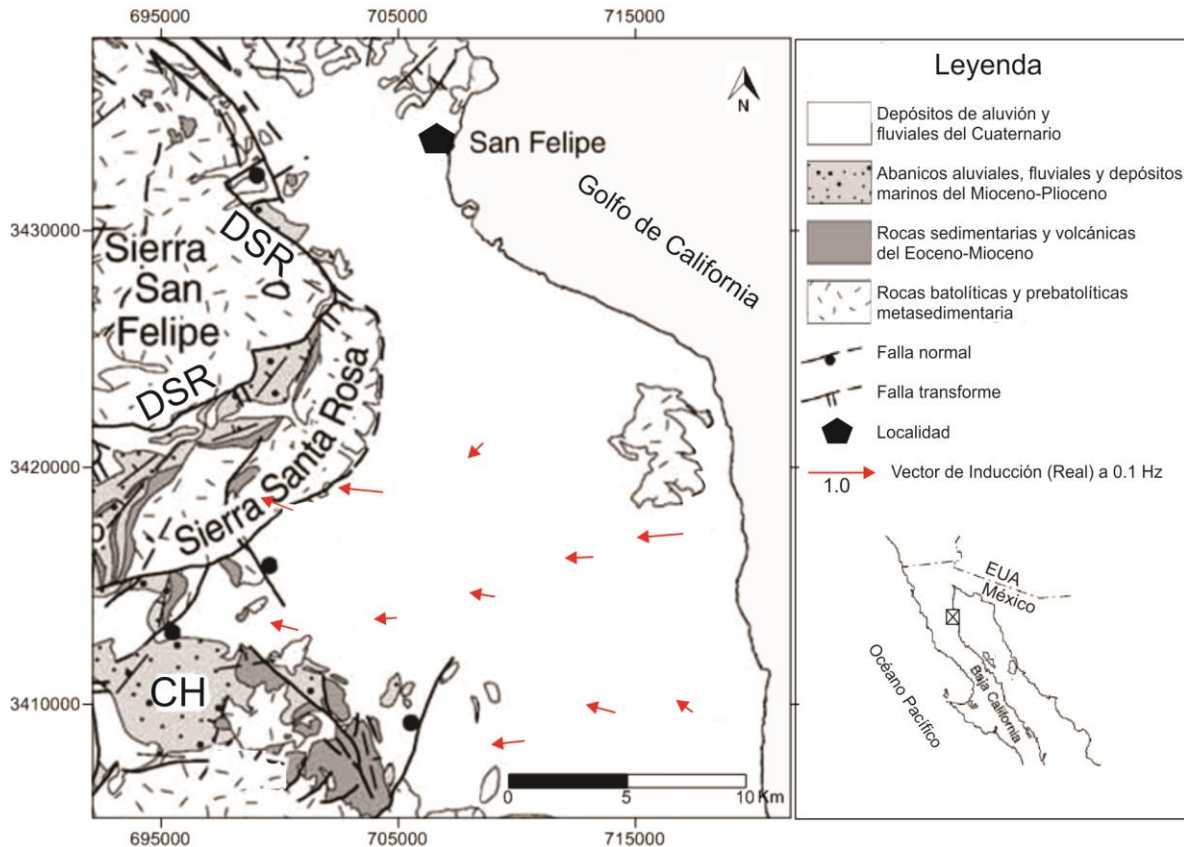


Figura 5.16 Vectores de inducción para 0.1 Hz (Modificado de Seiler *et al.*, 2010). CH= Cuenca Huatamote, DSR=Detachment Santa Rosa.

Previo a la modelación de los datos, se realiza la rotación de los sitios de cada perfil al valor del *strike* determinado, así como el trazado de un nuevo perfil que sea perpendicular al *strike*, con la subsecuente proyección de los sitios, de modo que la respuesta del modelo 2D coincida con los sitios y perfiles rotados.

5.2.2.4. Modelación 2D de Datos Magnetotelúricos

La modelación es el proceso a través del cual se infiere la distribución de la conductividad de la zona de estudio, a partir de datos previamente adquiridos. Los datos geofísicos son modelados e interpretados en términos de la geología del subsuelo por medio de dos caminos: modelación directa o inversa. En la modelación inversa se hace la suposición de un modelo inicial del subsuelo y una respuesta teórica se calcula para éste, posteriormente es comparada con los datos observados y se ajusta un nuevo modelo inicial. Este proceso se

repite para varios modelos a través de un proceso iterativo hasta que la diferencia entre las respuestas calculadas y observadas es mínima.

Generalmente, las estructuras geoelectricas son 3D, pero su campaña e interpretación elevan sustancialmente los costos. Por lo tanto, resulta útil realizar un estudio magnetotelúrico 2D y a menudo se considera un enfoque adecuado (Ledo *et al* 2002). Diversos trabajos (p.e. Ledo *et al.*, 2002; Ledo, 2005; Ogawa, 2002) estudian la interpretación de los datos mediante herramientas que consideran sólo la variación de la conductividad en 2D, tratando de reducir la influencia de cuerpos anómalos 3D. Algunos factores que determinan la modelación 2D son los efectos de las cargas eléctricas que se presentan en los contrastes de resistividad, la similitud en las respuestas electromagnéticas de estructuras pequeñas y grandes, y la inmunidad de ciertos elementos del tensor magnetotelúrico a los efectos 3D (Wannamaker, 1999).

5.2.2.4.1. Algoritmo de Gradientes Conjugados No Lineales Para la Inversión 2D de Datos Magnetotelúricos

En el presente estudio se realizó una modelación 2D de los datos magnetotelúricos, calculando previamente los ángulos a los que debían ser rotados los datos y ser ajustados para la interpretación, presentados en la anterior sección. Para ello se utilizó el algoritmo desarrollado dentro de la herramienta WinGLink, basado en obtener una solución regularizada a través de minimizar la ecuación de Tikhonov y Arsenin (1977), mediante Gradientes Conjugados No Lineales (NLCG, de sus siglas en inglés), propuesta por Rodi y Mackie (2001), que trata de determinar un mínimo absoluto de la función planteada.

Rodi y Mackie (2001) plantearon una comparación teórica y numérica del esquema de NLCG para la minimización la función objetivo, con dos algoritmos desarrollados anteriormente, el método de Gauss-Newton, que resuelve una serie de problemas inversos linealizados y ha sido el enfoque estándar para la inversión no lineal en geofísica, y un algoritmo que resuelve una secuencia de problemas inversos linealizados incompletamente utilizando una técnica (lineal) de gradientes conjugados. En dicha comparación establecieron que los algoritmos con gradientes conjugados son más eficientes para hallar soluciones a problemas reales. Aunque los gradientes conjugados reducen la función más

rápido en las primeras etapas de la minimización, el NLCG es más eficiente en las etapas posteriores.

Un problema de inversión puede escribirse como

$$d = F(m) + e \quad (\text{Ecuación 5.33})$$

donde, en este caso, d es el vector de las amplitudes o fases de la resistividad aparente para una polarización específica (TE o TM), sitio observado y frecuencia determinada (ω), m es el vector de parámetros que define la función de la resistividad en el subsuelo, e es el vector error y F es la función del modelo directo.

Como se mencionó anteriormente, Rodi y Mackie (2001) resuelven el problema inverso al regularizar la función (Ψ) de Tikhonov y Arsenin (1977), definida por

$$\Psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (\text{Ecuación 5.34})$$

donde λ es un número positivo y corresponde al parámetro de regularización, V es la matriz varianza del error e y L es un operador simple que, cuando el *grid* del modelo es uniforme, Lm aproxima el Laplaciano del logaritmo de la resistividad. El segundo término de Ψ define la estabilidad funcional del espacio en el modelo.

La regularización por gradientes conjugados no lineales se realiza empleando la variante de Polak-Ribiere (Polak, 1971) para minimizar la función objetivo Ψ (Ecuación 5.34). Esto se realiza determinando una secuencia de minimizaciones univariadas (líneas de búsqueda), a través de direcciones de búsqueda calculadas:

$$m_0 = \text{dado}$$

$$\Psi(m_l + \alpha_l p_l) = \min_{\alpha} \Psi(m_l + \alpha p_l) \quad (\text{Ecuación 5.35})$$

$$m_{l+1} = m_l + \alpha_l p_l, \quad l = 0, 1, 2, \dots$$

Donde $p_{l,k}$ es la dirección en el espacio de soluciones y $\alpha_{l,k} = \frac{g_{l,k}^T p_{l,k}}{p_{l,k}^T H_l p_{l,k}}$ es el escalar que indica el tamaño del paso de cada iteración k .

Las direcciones de búsqueda son iteradas de la siguiente manera:

$$p_0 = -C_0 g_0$$

$$p_l = -C_l g_l + \beta_l p_{l-1}, \quad l = 1, 2, \dots \quad (\text{Ecuación 5.36})$$

donde $C_l = (\gamma_l I + \lambda L^T L)^{-1}$ son condiciones iniciales con γ_l siendo un escalar, $g_l = (\gamma_l I + \lambda L^T L)h$ y $\beta_l = \frac{g_l^T C_l (g_l - g_{l-1})}{g_{l-1}^T C_{l-1} g_{l-1}}$

La minimización de la función requiere una de técnica iterativa para resolver, pues el problema no es cuadrático, realizando una optimización global, ya que posee una sola incógnita (un mínimo global de Ψ con respecto a α). Sin embargo, dado el problema computacional, no es posible llegar a una optimización global, pero se acerca considerablemente.

La determinación de la secuencia de minimizaciones univariadas (líneas de búsqueda), es una versión modificada del método de Gauss Newton que se describe en Rodi y Mackie (2001).

5.2.2.4.2. Procedimiento y Resultado de la Modelación 2D

Durante el proceso de inversión, se utilizaron las curvas de resistividad y fase suavizadas con la función D^+ (Anexo VII), la cual hace una relación de éstas (Beamish y Travassos, 1992), estimando errores de 10%. Aunque la función D^+ tiene raíces en la teoría de inversión 1D, tratando de encontrar un modelo 1D que se adapte a la resistividad y fase, se ha demostrado que es válido para la mayoría de los datos 2D y para algunos casos 3D. Por otro lado, uno de los parámetros más importante en la inversión es τ , que controla la compensación entre el desajuste de los datos y el modelo suavizado, examinando la rugosidad del modelo. Éste puede ser fijado entre un rango de 3 y 300, donde valores altos general modelos suavizados. Por tanto, τ debe ser fijado previos ensayos encontrando el valor indicado para el grupo de datos, donde genere un modelo suave con el menor error posible. Al realizar dichas pruebas al conjunto de datos adquiridos evaluando el error y la calidad del modelo, se estableció un valor para τ de 3. A la par, en la evaluación del valor de τ , también se determinó un rango óptimo de número de iteraciones, donde se observó que pasando las 10 iteraciones los modelos adquieren un error RMS alrededor 3. Dado lo anterior, se establecieron para cada inversión un número de 50 iteraciones para los modelos adquiridos. También, para todos los modelos hechos se fijó un error de piso de 5% para las resistividades y de 3° para las fases.

Al plantear un medio 2D como modelo, éste puede ser invertido separadamente por cada uno de los modos de polarización, TE o TM, o ambos en una inversión simultánea. Las respuestas de los modos TM y TE son diferentes con frecuencia, ya que éstas son respuestas anisotrópicas en las impedancias magnetotelúricas. A propósito, la diferencia de los modos de polarización se debe al contraste de sensibilidad a estructuras complejas y no siempre es compatible con la anisotropía del medio (Ogawa, 2002). La principal diferencia entre los modos es que en el modo TM las estructuras producen cargas galvánicas, siendo más susceptible al *static shift* (Wannamaker *et al.*, 1984; Ogawa, 2002); mientras que en el modo TE no hay cargas galvánicas porque no hay contrastes de conductividad, y las estructuras producen efectos de carácter inductivo. Por ende la importancia de entender la distorsión galvánica de los datos y la mejora de la inversión de 2D cuando los datos regionales se corrigen antes del modelado (Ledo *et al.*, 2002). Por otro lado, cuando existe una estructura anómala que se encuentra debajo del perfil y tienen una longitud de *strike* finita (3D), el campo eléctrico que produce el modelo 2D difiere significativamente del observado, el cual tiene efectos 3D, mientras que la respuesta transversal es similar a una respuesta modo TM (Wannamaker *et al.*, 1984; 1991; Ledo *et al.*, 2002). En ese sentido, cuando los perfiles se encuentran lejos de estructuras anómalas el modo TM sólo puede visualizar su efecto inductivo por debajo del perfil, en este caso el uso de ambas polarizaciones produce una mejor determinación de las estructuras del subsuelo (Ledo *et al.*, 2002).

La estructura de la conductividad en las proximidades de los márgenes continentales es difícil debido al dominante efecto de costa. Dado que los datos se adquirieron en una zona costera, los modos de polarización se ven afectados por dicho efecto (Parkinson, 1962; Jones, 1992; Singh *et al.*, 1995.). El efecto de costa es una anomalía en la variación del campo magnético debido a la concentración de corrientes inducidas en el océano (Singh *et al.*, 1995). En el modo TE (flujo de corriente paralela a la costa) no hay prácticamente una línea de corriente que fluya de la costa, mientras que en el modo TM (flujo de corriente perpendicular a la costa) las corrientes que fluyen en el agua de mar se profundizan de manera significativa al entrar en la tierra (Jones, 1992). Singh *et al.* (1995) observó un repentino incremento de la resistividad en el límite costa-océano para la pseudosección de resistividad aparente del modo TM. La razón es que en el modo TM el campo eléctrico se

acumula en la costa, dado por el gran contraste en la conductividad eléctrica entre la tierra (típicamente entre 1000-10000 ohm·m) y el agua de mar (0.3 ohm·m) que da lugar a la redistribución de corriente eléctrica en costas (Jones, 1992). La respuesta está fuertemente influenciada por las costas en periodos más largos incluso cuando las mediciones se llevan a cabo lejos de estas (>100 km) (Singh *et al.*, 1995); así como por la geometría de la frontera océano-continente (Jones, 1992).

Considerando lo anteriormente expuesto, y luego de realizar diversas pruebas invirtiendo conjuntamente los modos TM+TE, y de manera independiente los modos TM y TE, para cada uno de los perfiles, con una malla compuesta de 33 filas y 57 columnas, se interpretarán los modelos generados con los datos TE de cada uno de los perfiles (Figura 5.17), pues mostraron un mejor acoplamiento con la información geológica de la zona de estudio. Estos modelos presentaron errores RMS de 1.99, 2.78 y 2.36 para los perfiles A-A', B-B' y C-C', respectivamente, donde un valor adecuado sería de 1, pero un valor mayor es típico debido al comportamiento no gaussiano en los datos (Parker y Booker, 1996).

Una manera frecuente de visualizar los datos multisitios-multifrecuencias se hace a partir de pseudosecciones. Las pseudosecciones corresponden a un parámetro en particular, ya sea la resistividad aparente o la fase, para cada uno de los modos de polarización, TM o TE, que se interpolan tanto como una función de la distancia a lo largo de un perfil y como una función de \log_{10} (período), o \log_{10} (frecuencia), para producir un gráfico de contorno (Simpson y Bahr, 2005). Previo a la modelación, en ambientes relativamente simples, las pseudosecciones pueden dar información importante acerca de las estructuras geoelectricas; pero en la presencia de estructuras de conductividad multidimensionales, estas pueden ser altamente engañosas (Simpson y Bahr, 2005). En las Figuras 5.18, 5.19 y 5.20 se muestra la comparación de las pseudosecciones observadas y calculados para la inversión 2D de la resistividad aparente y fase, del modo TE, para los perfiles A-A', B-B' y C-C', respectivamente. Se observa una gran similitud entre ellas, con algunas zonas de desajuste, posiblemente a ruido en los datos medidos. El cálculo, interpretación y comparación de dichas pseudosecciones observadas y calculadas, para cada modo de polarización, muestra relevancia, ya que les dan validez a los modelos calculados.

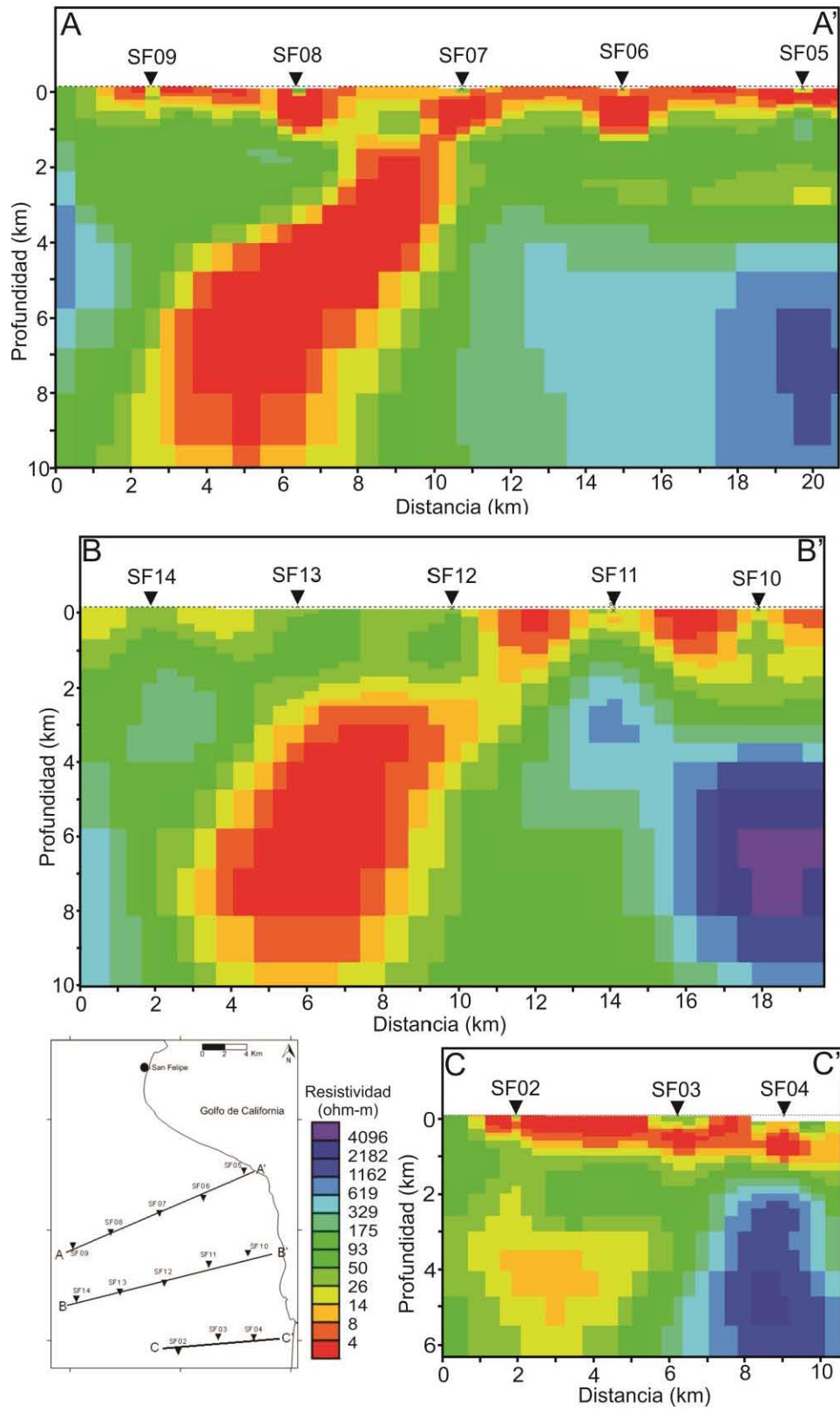


Figura 5.17 Modelos 2D de resistividad eléctrica de los perfiles A-A', B-B' y C-C' adquiridos utilizando los datos TE.

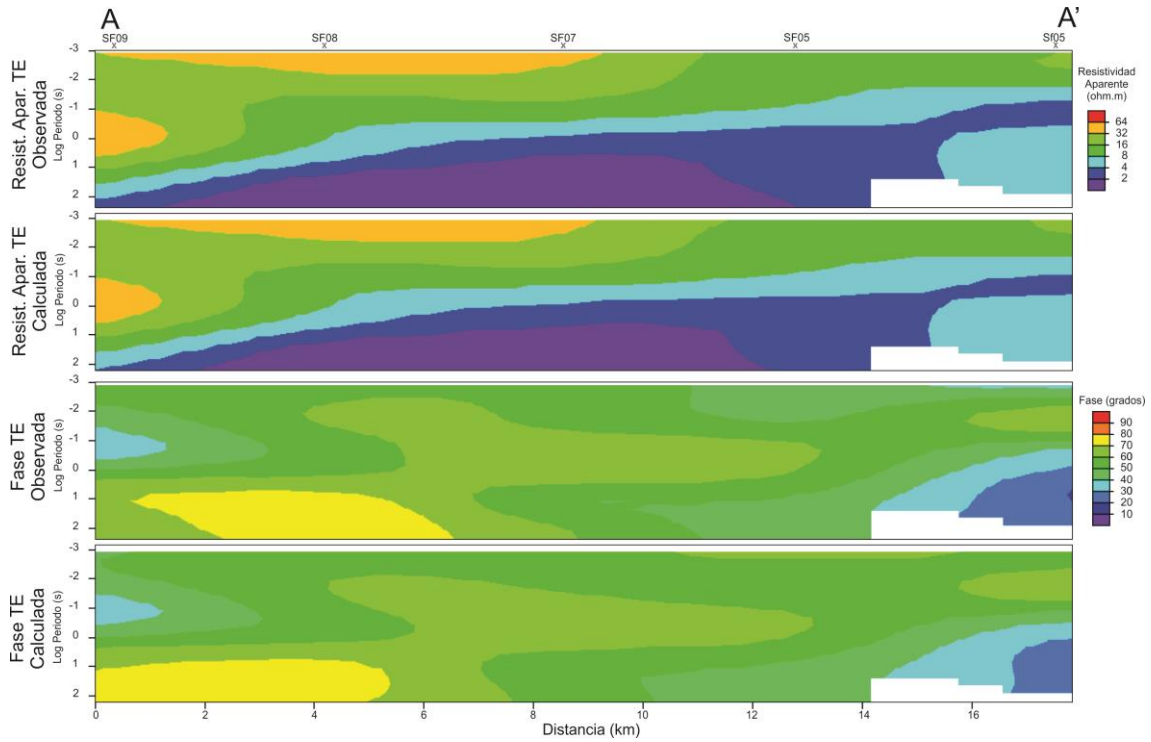


Figura 5.18 Comparación de las pseudosecciones observadas y calculadas de la resistividad aparente y fase del modo TE para el perfil A-A'.

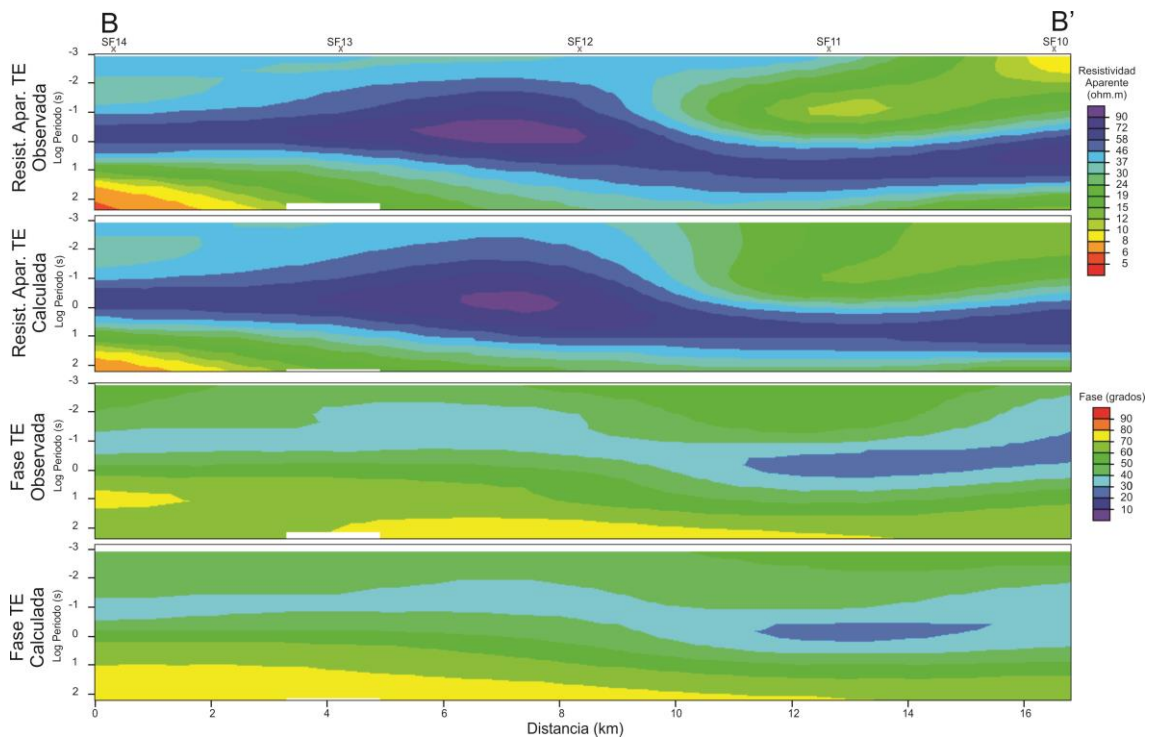


Figura 5.19 Comparación de las pseudosecciones observadas y calculadas de la resistividad aparente y fase del modo TE para el perfil B-B'.

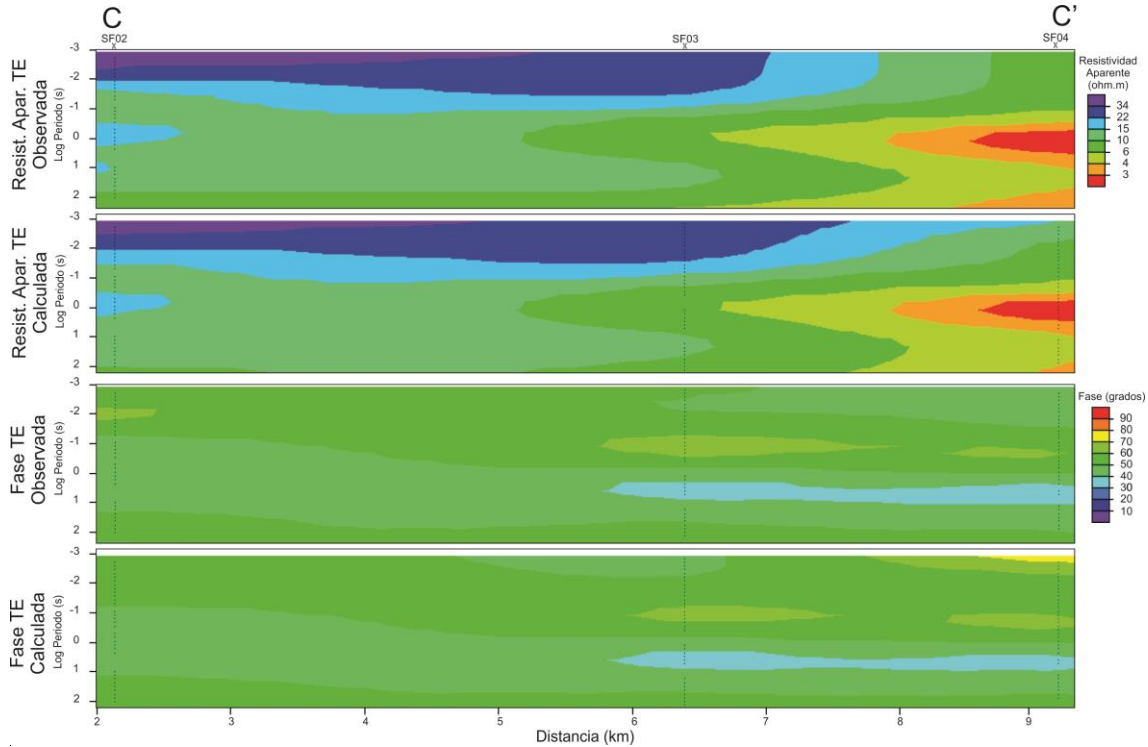


Figura 5.20 Comparación de las pseudosecciones observadas y calculadas de la resistividad aparente y fase del modo TE para el perfil C-C'.

5.2.2.4.3. Análisis de los Modelos de Resistividad Adquiridos

En cada uno de los modelos mostrados en la Figura 5.17 se puede hacer la distinción de tres estructuras geoelectricas principales: C1, C2 y R (Figura 5.21). Se observa la estructura geoelectrica C1, un cuerpo conductor de aproximadamente $8 \Omega.m$ que a lo largo de los perfiles A-A' y C-C' se presenta desde la superficie hasta una profundidad entre 500 y 1000 m, mientras que en el perfil B-B' tiene presencia entre los puntos de medición SF10 y SF12 (lado este de la planicie costera), pero una longitud comparable en escala con el perfil C-C'. Dicho cuerpo presentan algunas discontinuidades a lo largo de los perfiles, además se percibe que aumenta su profundidad a medida que se observan los modelos de norte a sur.

Se identificó otro cuerpo conductor de $\sim 4 \Omega.m$ (C2), que se encuentra al oeste de un cuerpo resistivo R ($>1000 \Omega.m$). Como la observación realizada a la estructura C1, éste se presenta cada vez a mayor profundidad, con presencia a partir de 1 km en el perfil A-A' entre los sondeos SF07 y SF08, mientras que para el perfil B-B' a partir de 2 km entre los sondeos SF12 y SF13, hasta aproximadamente unos 10 km de profundidad. Sin embargo, el cuerpo

C2 que se muestra en el perfil C-C', puede encontrarse asociado a una respuesta inductiva de dicho cuerpo conductor C2 mostrado en los perfiles A-A' y B-B'.

Finalmente se encuentra la estructura R, cuerpo con resistividad mayor a $1000 \Omega.m$ que se encuentra al este de la estructura conductiva C2. Aunque el cuerpo resistivo R es bien identificado en los tres perfiles, se puede observar al oeste de los perfiles A-A' y B-B', una posible respuesta inductiva resistiva de un cuerpo ubicado más al oeste del valle.

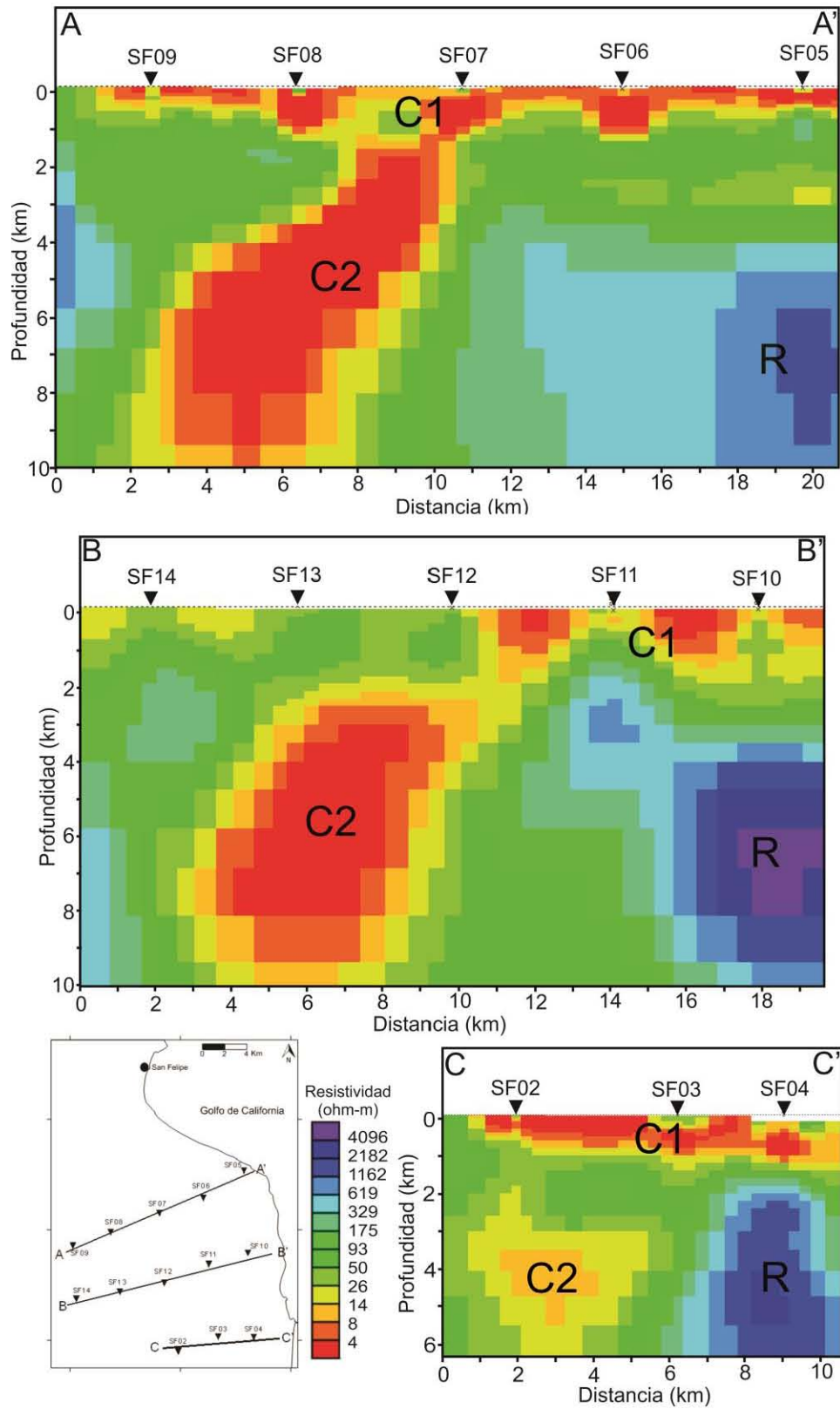


Figura 5.21 Principales estructuras geoelectricas identificadas en los modelos 2D de resistividad eléctrica de los perfiles A-A', B-B' y C-C' adquiridos utilizando los datos TE.

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La etapa superficial se compone de técnicas geológicas, geoquímicas y geofísicas. Como se define dentro de los objetivos del estudio, se realizó una recopilación de la información geológica y geoquímica del área de estudio. Dentro del reconocimiento geológico se detalla la presencia de manifestaciones termales en las costas de la localidad de San Felipe y del Cerro Punta Estrella (Figura 3.3). Eventos como la apertura del golfo de California durante el Neógeno (límite de placas divergentes), originaron un sistema de fallas primario, como la Falla Agua Blanca y la Falla San Miguel con orientación NW-SE (Cruz-Castillo, 2002) y el subsistema de fallas y fracturas paralelas y perpendiculares, que aumentan la permeabilidad de la zona y dan origen a estructuras tipo *horts* y grabens, como sobre los que yacen el Valle San Felipe (Stock *et al.*, 1999) y la cuenca de la planicie costera al sur de San Felipe - Punta Estrella (CONAGUA, 1989), la cual presenta un relleno de sedimentos Cuaternarios. Esta última, presenta un acuífero tipo libre, donde su recarga proveniente de la parte central de la sierra de San Felipe, así como de infiltración sobre el valle (CONAGUA, 2008).

Posteriormente, se realizó una síntesis de los estudios geoquímicos realizados en la zona. En estos, se observó como las aguas de las manifestaciones superficiales poseen temperaturas de 48 y 33°C para San Felipe y Punta Estrella, respectivamente; así como una composición sódico-clorurada en ambos casos, características de reservorios geotermales. También se observó como la concentración de cloruros es mayor que la esperada para un manantial costero (Figura 4.7); sin embargo, esta mayor concentración puede tener

aportación de las evaporitas presentes en la zona, posiblemente de la Salina Ometepec al norte de San Felipe (Hover *et al.*, 1999; SGM, 1999; Walker y Thompson, 1968). Por otro lado, los análisis de isotopos estables al agua de los manantiales de San Felipe y Punta Estrella, presentan un enriquecimiento de $\delta^{18}O$ (Figura 4.6); a lo que Barragán *et al.* (2001) concluyen que los fluidos de las manifestaciones termales de San Felipe y Punta Estrella se componen de una mezcla de agua de mar y aguas meteóricas superficiales con más cambio positivo de oxígeno, esto debido a los procesos de interacción agua-roca a una moderada-alta temperatura. En un estudio desarrollado por la CONAGUA (1989), se registraron las temperaturas de agua de pozos y norias en el acuífero San Felipe – Punta Estrella, y complementando estos con registros de temperatura realizados por la Prol-Ledesma *et al.* (2014), como se observa en la Figura 4.4, se registra una temperatura anómala al oeste del valle con temperaturas alrededor de 40°C. También, los autores calcularon varios geotermómetros, a raíz de las concentraciones de las trazas químicas halladas en las muestras de agua de las manifestaciones termales, arrojando una temperatura del posible reservorio entre 217 y 254°C, definiéndolo como uno de alta temperatura.

Finalmente, las técnicas geofísicas representan el último paso dentro del reconocimiento superficial de la zona para la determinación del potencial del campo geotérmico y previo a la decisión de exploración por perforación de pozos. Con éstas se pretende inferir la estructura del subsuelo a través de propiedades físicas como la resistividad eléctrica, la densidad, la susceptibilidad magnética, la temperatura y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, entre otros. Y esto se logra a través de los métodos eléctricos, electromagnéticos, gravimétrico, magnetométrico, sísmicos y termométricos (Huenges, 2010). El alcance de este estudio fue modelar las estructuras geoelectricas a lo largo de tres perfiles a partir de sondeos magnetotelúricos, como se detalla en el Capítulo 5. Dichos modelos geoelectricos expuestos en la Figura 5.21, muestran tres estructuras a lo largo de cada perfil: C1, C2 y R. Donde C1 se muestra con resistividades alrededor de 8 $\Omega.m$ a lo largo de los perfiles y con una profundidad que varía entre 500 y 1500 m, C2 con una resistividad de aproximadamente 4 $\Omega.m$ ubicado al oeste del área de estudio y por debajo del cuerpo C1, y un cuerpo R con resistividades de $> 1000 \Omega.m$ al este del cuerpo C2.

6.1. Discusión

La conductividad eléctrica del subsuelo es uno de los parámetros más importantes en la identificación y caracterización de un campo geotérmico. Sin embargo, la mayoría de rocas poseen una baja conductividad eléctrica, y es a través de la porosidad de las rocas, de la presencia de fallas y/o fracturas llenas de fluido y rocas alteradas, que se observa un incremento en la conductividad eléctrica que permite el empleo de métodos electromagnéticos en la búsqueda de potenciales campos geotérmicos. Dicha búsqueda se ha centrado en bajas resistividades producto de fluidos con alto contenido de sales disueltas en sistemas de fallas y fracturas, la mineralización de la actividad hidrotermal, la matriz de la roca (en menor medida) y las altas temperaturas asociadas con la actividad geotérmica (Meju, 2002). Por lo tanto, los resultantes de estas anomalías de baja resistividad han sido el principal objetivo de la exploración geofísica en los recursos geotérmicos (Ussher *et al.*, 2000; Huenges, 2010). Sin embargo, aunque la existencia de un campo geotérmico se encuentra asociada a una anomalía de resistividad baja, una resistividad baja no se puede asociar exclusivamente a un yacimiento geotérmico; por ende, se requiere de la inclusión de datos geológicos y geofísicos para limitar la incertidumbre (Spichak y Manzella, 2009).

Los modelos geoelectricos mostrados en la Figura 5.21, generados a partir del estudio magnetotelúrico sobre la planicie costera de San Felipe - Punta Estrella, muestran una gran correlación del conductor C1 con la geología de la zona, así como consistencia con las conclusiones reportadas por el estudio geoelectrico realizado por la CONAGUA (1989) (Figura 5.1) (haciendo la salvedad que las profundidades de investigación son limitadas, dada una apertura máxima de los electrodos de 1000 m). En la Figura 6.1 se puede observar el trazado de los perfiles con las dos metodologías, y comparando los resultados obtenidos con los modelos geoelectricos y con la geología de la zona de estudio (Walker y Thompson 1968; Andesen, 1973; Seiler *et al.*, 2010), se observa como el relleno sedimentario aumenta su profundidad hacia el sur de la zona de estudio y como el basamento aflora al norte de los perfiles trazados. El cuerpo geoelectrico C1, posiblemente asociado al acuífero y al relleno sedimentario que lo contiene, presenta una profundidad alrededor de unos 500 m a 1 km de profundidad a lo largo del perfil A-A. Mientras que para los perfiles B-B y C-C, al sur del perfil A-A, el conductor C1 muestra una profundidad de alrededor de 1 a 1.5 km en ambos casos. La asociación del cuerpo conductor C1 con los depósitos sedimentarios y las rocas

volcánicas depositadas a lo largo de la zona, que constituyen la matriz del acuífero libre, es confirmado por la presencia de dimensionalidad 1D en las frecuencias altas de los sondeos magnetoteléuricos a lo largo de los tres perfiles (Figuras 5.13 y 5.14). Adicionalmente, dentro del análisis direccional de los datos magnetoteléuricos, se halló una dirección preferencial de la estructura geoelectrica hacia el NW en los tres perfiles, la cual concuerda con los lineamientos regionales del norte de la península (Cruz-Castillo, 2002; Seiler *et al.*, 2010). De los modelos geoelectricos desarrollados por la CONAGUA (1989), se definieron dos subcuencas divididas por un pilar que se puede observar en el perfil B-B' de la Figura 5.1. Dicho pilar se encuentra cercano al punto de medición SF12 del perfil B-B' magnetoteléurico (Figura 5.21), donde se observa la ausencia del cuerpo conductor C1, al oeste de dicho perfil; posiblemente en esta zona el acuífero y la capa de sedimentos podría tener un menor espesor.

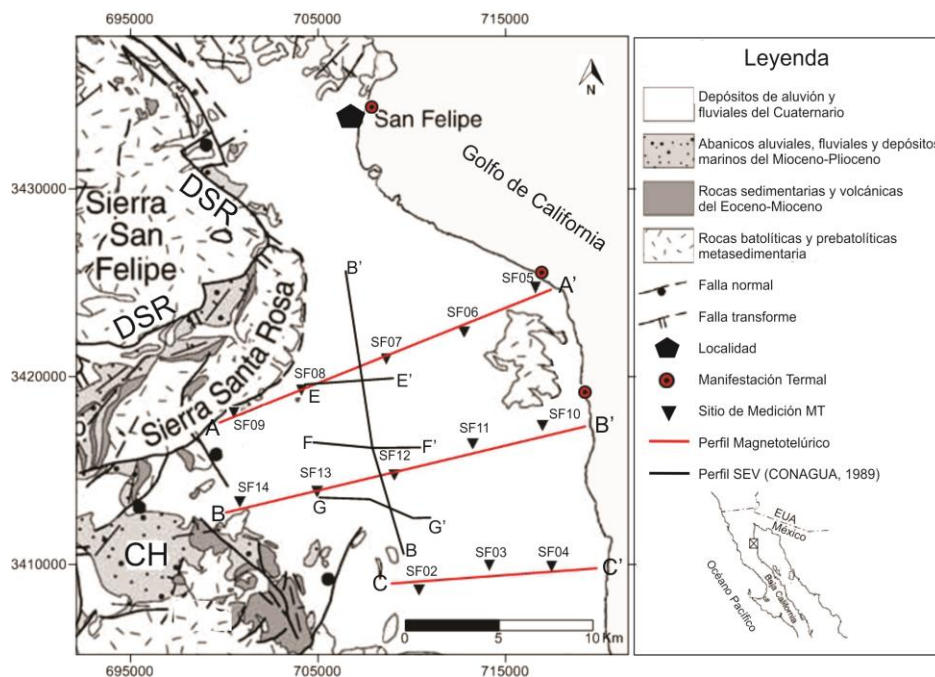


Figura 6.1 Localización y comparación de los perfiles geoelectricos trazados por la CONAGUA (1989) y los realizados por el actual trabajo. CH= Cuenca Huatamote, DSR=*Detachment* Santa Rosa.

Por otro lado, sobreponiendo una sección de la Figura 4.4, donde se muestra la variación de la temperatura del agua del acuífero, con un sólido interpolado de los datos de resistividad extraídos de los modelos bidimensionales (Figura 6.2), se puede observar, sobre la vista Norte-Oeste, como el cuerpo conductor C2 se ubica bajo la anomalía de temperatura al

oeste de la planicie costera, por lo que posiblemente haya una relación entre dicha anomalía y la baja resistividad observada.

Estudios realizados por CONAGUA (1989, 2008), así como la geología de la zona expuesta por Seiler *et al.* (2010), Gastil *et al.* (1975), entre otros, mencionan que la zona del acuífero se encuentra soportada por el basamento granítico; el cual es parte del batolito peninsular de edad Cretácico Tardío, y está expuesto en las sierras de San Felipe, Santa Rosa y el Cerro Punta Estrella. Bajo esta información, los cuerpos geoelectrónicos definidos como C2 y R, podrían ser de una misma litología y corresponder al basamento granítico. Si bien la naturaleza de la fuente de calor es incierta en los perfiles interpretados, algunos autores como Volpi *et al.* (2003) sugieren que un intrusivo masivo geológicamente reciente podría registrar resistividades altas, como se observa para el cuerpo R; ya que algunos sistemas geotérmicos de alta temperatura, por lo general, se producen cuando el magma se intrusiona en los niveles altos de la corteza (<10 km) y la convección hidrotérmica pueden tener lugar por encima del cuerpo intrusivo (Spichak y Manzella, 2009). Sin embargo, como ya se mencionó con antelación, la información geológica de la zona no sustenta esta suposición.

Por otro lado, Jones (1992) sugiere que las bajas resistividades en la corteza continental, con frecuencia, se dividen en tres posibles causas: los fluidos salinos, minerales conductores y fusión parcial o altas temperaturas. La falla Amarillo (Seiler *et al.*, 2010) bordea el lado este de la sierra Santa Rosa y forma la cuenca sobre la que yacen los sedimentos cuaternarios y el acuífero de San Felipe – Punta Estrella. Ésta se encuentra al oeste del cuerpo C2 del modelo magnetotérmico, sustentando la posibilidad de que dicha zona sea altamente permeable y con conexión al acuífero, provocando la anomalía de temperatura al oeste de este último. Así, el cuerpo conductor C2 se entenderá como una zona altamente permeable y saturada con fluidos geotérmicos.

Las fallas de Agua Blanca y San Miguel, estructuras de desplazamiento lateral derecho (Cruz-Castillo, 2002), como también sugieren Suárez-Vidal *et al.* (1991), podrían proyectarse hasta la costa, donde este sistema conjugado de fallas y fracturas serían los caminos por los cuales los fluidos hidrotermales han logrado llegar a la superficie y manifestarse en la costa.

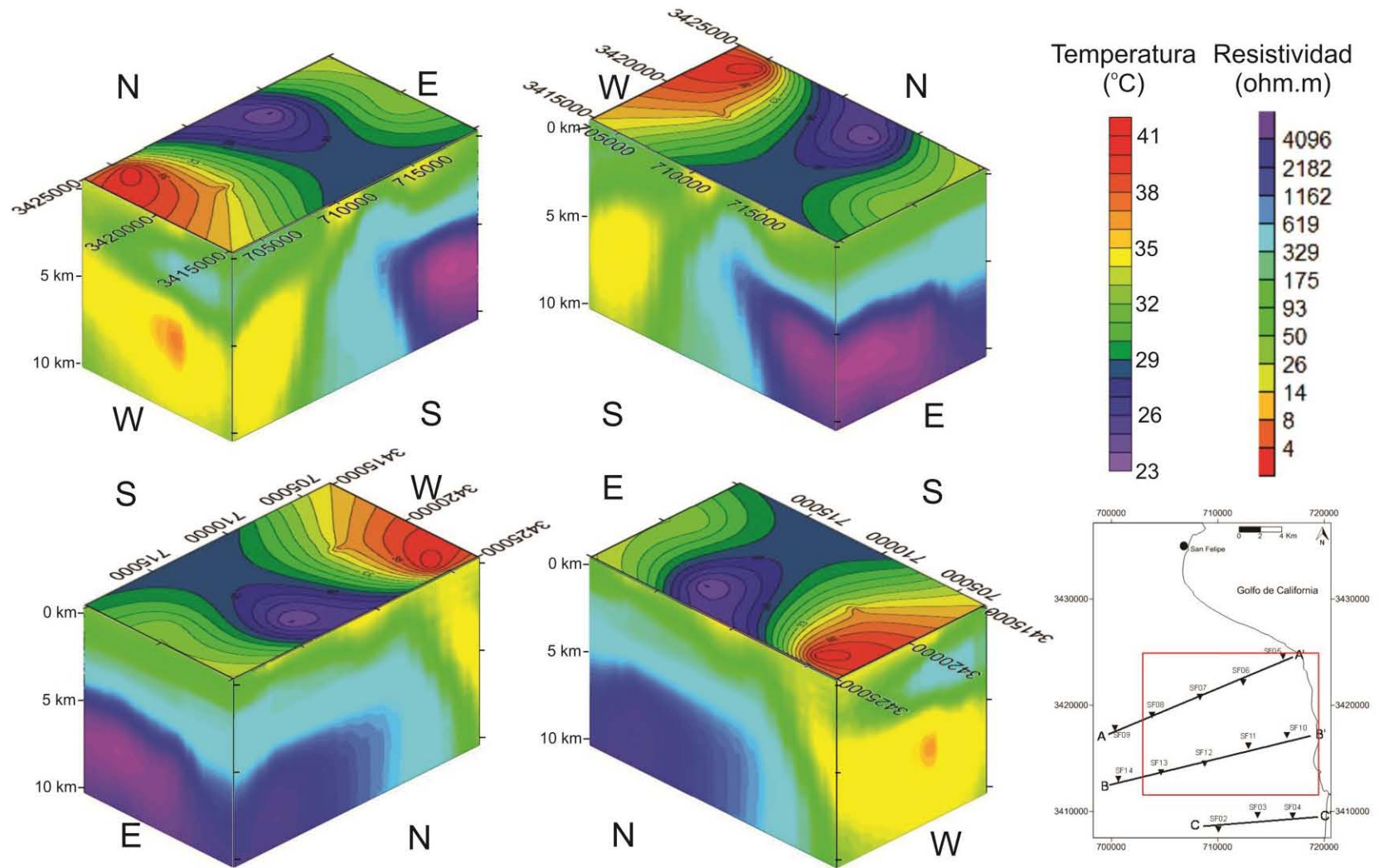


Figura 6.2 Sobreposición de la temperatura del agua del acuífero (capa superficial) sobre un modelo solido de resistividades (parte inferior) interpolado a partir de los modelos bidimensionales.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los modelo geoelectrico calculados muestran tres cuerpos con contraste de resistividad principales, dos cuerpos conductivos, C1 dentro del primer 1.5 km de profundidad a lo largo de cada perfil, C2 al este de los perfiles y por debajo del cuerpo C1 y un cuerpo resistivo R al oeste del cuerpo C2 y también por debajo del cuerpo C1. A partir del análisis y de la integración de la información disponible, se observó que el cuerpo C1 se relaciona con la cubierta sedimentaria de la cuenca y al acuífero sobre el que este yace. Se infiere que el cuerpo C2 corresponde a una zona altamente permeable con contenido de fluidos geotérmicos.

El análisis dimensional de los datos magnetotelúricos, basado principalmente en la metodología del Tensor de Fases, sugiere la presencia de los sedimentos en los primeros 1500 m de profundidad de los modelos (cuerpo C1), al presentar una dimensionalidad 1D. Además de mostrar una dimensionalidad 2D y 3D en la zona del basamento, con una dirección preferencial NW-SE, paralelo al sistema de fallas principal al norte del estado (p.e. falla Agua Blanca y el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos).

El *detachment* de Santa Rosa, la falla Amarillo y la zona de transferencia Amarillo, así como sus sistemas de fallas y fracturas conjugados, posiblemente permiten la alta permeabilidad de la zona al oeste de la planicie costera en estudio, creando un ambiente propicio para la convección de fluidos geotérmicos y su ascenso a la superficie. Esto se ve reflejado en el cuerpo geoelectrico C2, el cual presenta una comunicación con el lado oeste del acuífero y posiblemente proporciona el fluido geotérmico que eleva la temperatura del

agua en el vértice de la planicie aluvial. De igual manera, la falla Agua Blanca y la falla San Miguel, con una extensión sugerida hasta la costa este de la porción norte de la península, posiblemente exacerban la permeabilidad conectando la fuente de calor (de naturaleza incierta) y las manifestaciones termales de la costa.

La interpretación de los modelos geoelectricos adquiridos, con la información geológica y geoquímica disponible de la zona, acerca aún más la idea de un campo geotérmico. Sin embargo, con miras a refinar el estudio y la decisión de una perforación exploratoria, es necesario complementar con estudios magnetotéluricos de mayor detalle, con miras a identificar, a una escala local, las estructuras que yacen por debajo de la planicie costera.

Finalmente, el desarrollo del presente trabajo es relevante, pues además de incrementar el conocimiento de la zona de estudio; contribuye sustancialmente a la exploración de zonas potencialmente explotables, y de esta manera acercar la meta propuesta por el Gobierno de la Republica de generar, en el año 2024, el 35% de energía a partir recursos renovables. Lo anterior, con el objeto de mitigar no sólo los efectos relacionados con el cambio climático, sino contribuir con el cuidado del medio ambiente y abastecer de energía la población mexicana, principalmente a la península de Baja California, que hasta la fecha ha padecido por encontrarse aislada de la red nacional, generando desarrollo económico y social.

Referencias

AGM, 2013. Constitución del consorcio del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIE-Geo). Asociación Geotérmica Mexicana. Información disponible en <http://www.geotermia.org.mx/geotermia/?p=872>, consultado en Noviembre 11 de 2013.

Andersen, R.L., 1973. Geology of the Playa San Felipe Quadrangle, Baja California, Mexico. Tesis de Maestría, San Diego State University. San Diego, EUA, 214 p.

Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., y Rangin, C., 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology* 3, 347-357.

Arango-Galván, C., Prol-Ledesma, R. M., Torres-Vera, M. A., 2015. Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics*, 55, 39-57.

Archie, G. E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(1), 54-62.

Arellano-Morales, R., 2005. Monografía Geológico-Minera del Estado de Baja California. Servicio Geológico Mexicano. 170 p.

Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3513-3536.

Barbier, E., 1997. Nature and technology of geothermal energy: a review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 1(1), 1-69.

Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62, 119-127.

Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1), 24-38.

Barragán, R. R. M., Birkle, E. P., Portugal, M. E., Arellano, G. V. M., Álvarez, R. J., 2001. Geochemical Survey of Medium Temperature Geothermal Resources from the Baja California Peninsula and Sonora, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 110(1), 101-119.

Beamish, D., Travassos, J.M., 1992. The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation. *Journal of Applied Geophysics*, 29(1), 1-19.

Berdichevsky, M.N., Dmitriev, V.I., 1976. Principles of Interpretation of Magnetotelluric Sounding Curves. En: Adam, A. (Ed.), *Geoelectric and Geothermal Studies*, KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, pp. 165-221.

Bertani, R., 2015. Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. En: *World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia. 19 p.

Bryant, B.A., 1986. Geology of the Sierra Santa Rosa Basin, Baja California. Mexico Tesis de Maestría, San Diego State University. San Diego, EUA, 75 p.

Caglar, I., Tuncer, V., Kaypak, B., Avsar, U., 2005. A high conductive zone associated with a possible geothermal activity around Afyon, Northern Part of Tauride Zone, South West Anatolia. En: *Proceedings World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey. 6 p.

Cagniard, L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635.

Caldwell, T. G., Bibby, H. M., Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457-469.

Campa, M. F., Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.

CONAGUA, 1989. Estudio de Evaluación de Disponibilidad y Calidad del Agua Subterránea en el Valle de San Felipe, B. C., para Abastecimiento de Agua a la Ciudad. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General de Infraestructura Hidráulica Urbana e Industrial, Gerencia de Estudios y Proyectos, Subgerencia de Estudios. México DF, 237 p.

CONAGUA, 2008. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero 0222 San Felipe-Punta Estrella en el Estado de Baja California. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General

Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. México DF, 27 p.

CONAGUA, 2009. Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero 0237 El Chinero, Estado de Baja California. Comisión Nacional del Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. México DF, 20 p.

Corral-Gastelum, R., Ruiz-Romo, T., Hernández, P.Y., 1998. Informe de la Carta Geológica-Minera y Geoquímica San Felipe, Clave H11-3, Escala 1:250000. Consejo de Recursos Minerales. Hermosillo, 81 p.

Craig, H., 1963. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. En: Tongiorgi E. (Ed.), Nuclear Geology of Geothermal Areas. Spoleto, Italy, pp. 17–53.

Cruz-Castillo, M., 2002. Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, 22, 37-42.

Díaz-Torres, J.J., Fletcher, J.M., Spelz-Madero, R.M., Martín-Barajas, A., Suárez-Vidal, F., 2012. Geomorfometría del Escarpe Principal del Golfo de California. Análisis comparativo entre dos segmentos del rift: Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, Baja California, México. Revista mexicana de ciencias geológicas, 29(3), 590-610.

Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America Bulletin, 113(9), 1142-1160.

Dickson, M., Fanelli, M., 2004. What is geothermal energy?. International Geothermal Association, Boletín interno. Información disponible en http://www.geothermal-energy.org/geothermal_energy/what_is_geothermal_energy.html, consultado en Febrero 10, 2014.

Dokka, R.K., Merriam, R.H., 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 93, 371-378.

Ellis, A.J., Mahon, W.A.J., 1977. Chemistry and Geothermal Systems. Academic Press, Inc. Orlando, Florida, 392 p.

Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G.E., 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12), 1313-1336.

Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1), 41-50.

Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), 1255-1275.

Fournier, R.O., White, D.E., Truesdell, A.H., 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature--I, Basic assumptions. *U.S. Geological Survey Journal of Research*, 2, 259-262.

French, R. B., 2002. Time-domain electromagnetic exploration: A Discussion of geophysical techniques. Northwest Geophysical Associates, Inc. 6 p.

Gamble, T., Goubau, W.M., Clarke, J., 1979. Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1), 53-68.

Gastil, R.G., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 140, 11-43.

Gaxiola-Cos, E., 1982. Estudio Geohidrológico en la Zona de La Laguna Salada, Valle Chico y San Felipe, Edo. De B.C.N. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidraulicos.

Geiermann, J., & Schill, E., 2010. 2-D Magnetotellurics at the geothermal site at Soultz-sous-Forêts: Resistivity distribution to about 3000m depth. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(7), 587-599.

Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), 2749-2765.

Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(4), 495-510.

Glassley, W.E., 2010. *Geothermal Energy: renewable energy and the environment*. Boca Raton. Taylor and Francis Group, LLC. 290 p.

- Gómez-Treviño, E., Romo, J.M., Esparza, F.J., 2014. Quadratic solution for the 2-D magnetotelluric impedance tensor distorted by 3-D electro-galvanic effects. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1795-1804.
- Goubau, W.M., Gamble, T.D., Clarke, J., 1978. Magnetotelluric data analysis: removal of bias. *Geophysics*, 43(6), 1157-1166.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1989. Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in the Presence. *Journal of Geophysical Research*, 94(B2), 1913-1925.
- Gupta, H.K., Roy, S., 2007. *Geothermal energy: an alternative resource for the 21st century*. Elsevier. 269 p.
- Gutiérrez-Negrín, L.C., 2012. Update of the geothermal electric potential in Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 36, 671-677.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Maya-González, R., Quijano-León, J.L., 2010. Current status of Geothermics in Mexico, En: *Proceedings of the 2010 World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, 11 p.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Maya-González, R., Quijano-León, J.L., 2015. Present Situation and Perspectives of Geothermal in Mexico. En: *Proceedings of the 2015 World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, 10 p.
- Hamilton, W., 1971. Recognition on space photograph of structural elements of Baja California: *United States Geological Survey, Professional Paper 718*, 1-26
- Hersir, G.P., Árnason, K., 2009. RESISTIVITY METHODS – MT. En: *Short Course on Surface Exploration for Geothermal Resources, Ahuachapan y Santa Tecla, El Salvador*, 7p.
- Hiriart-Le Bert, G., Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 1996. Geothermal Electric Development Program in Mexico. *Transactions of the Geothermal Resources Council*, 20, 581-586.
- Hiriart-Le Bert, G., Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Quijano-León, J.L., Ornelas-Celis, A., Espíndola, S., Hernández, I., 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México. *Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía. México, DF*, 164 p.

Hover, V.C., Walter, L.M., Peacor, D.R., Martini, A.M., 1999. Mg-smectite authigenesis in a marine evaporative environment, Salina Ometepe, Baja California. *Clays and Clay Minerals*, 47, 252-268.

Huenges, E., 2010. *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development and Utilization*. Berlin: Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. 463 p.

INEGI, 1991. *Anuario estadístico del Estado de Baja California*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Baja California, 43 p.

Jiracek, G.R., 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys. Geophysics*, 11(2-3), 163-203.

Jones, A.G., 1992. Electrical conductivity of the continental lower crust. *Continental lower crust*. En: Fountain, D.M., Arculus, R.J., Kay, R.W. (Eds.), Elsevier. pp. 81-143.

Ledo, J., 2005. 2-D versus 3-D magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics*, 26(5), 511-543.

Ledo, J., Queralt, P., Martí, A., Jones, A.G., 2002. Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitations and resolution. *Geophysical Journal International*, 150(1), 127-139.

Ley LAERFTE, 2008. *Ley para el Aprovechamiento de Energías Renovables y el Financiamiento de la Transición Energética*. Diario Oficial de la Federación. Información disponible en <http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/pdf/LAERFTE.pdf>, consultado en Febrero 10, 2014.

Lynn, M., 1978. *Coastal Warm Spring Systems Along Northeastern Baja California*. Tesis de Maestría, San Diego State University. San Diego, EUA, 202 p.

Martin-Barajas, A.M., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 72-83.

Matek, B., 2015. *2015 Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report*. Geothermal Energy Association. 21 p.

Mahon, W.A.J., 1970. Chemistry in the exploration and exploitation of hydrothermal systems. En: Geothermics, Special Issue 2, U.N. Symposium for the Development and Utilization of Geothermal Resources. Pisa, Italia, 2, 1310-1322.

McNeice, G.W., Jones, A.G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.

McNeill, J.D., 1994. Principal and application of time domain electromagnetic techniques for resistivity sounding: Technical Note TN-27. GEONICS LIMITED. Ontario, Canada, 15 p.

Meju, M.A., 2002. Geoelectromagnetic exploration for natural resources: models, case studies and challenges. *Surveys in Geophysics*, 23(2-3), 133-206.

Muñoz, G., 2013. Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, 35(1), 101-122.

Nabighian, M.N., Macnae, J.C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. En: Nabighian M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory*. Society of Exploration Geophysicists, 2(part A). EUA, pp. 427-509.

Nieva, D., Nieva, R., 1987. Developments in geothermal energy in Mexico—part twelve. A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat recovery systems and CHP*, 7(3), 243-258.

Ogawa, Y., 2002. On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data. *Surveys in Geophysics*, 23(2-3), 251-273.

Ordaz-Méndez, C.A., Armenta, M.F., Silva, G.R., 2011. Potencial geotérmico de la República Mexicana. *Geotermia*, 24, 50-58.

Oskin, M., 2002. Part I. Tectonic evolution of the northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfin Basin; Part II. Active folding and seismic hazard in central Los Angeles, California. PhD thesis, California Institute of Technology.

Oskin, M., 2002. Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfin Basin. Tesis Doctoral, California Institute of Technology, Pasadena, 487 p.

Oskin, M., Stock, J.M., 2003. Cenozoic Volcanism and Tectonics of the Continental Margins of the Upper Delfin Basin, Northeastern Baja California and Western Sonora. En: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (Eds.), Tectonic Evolution of Northwestern México and the Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper, 374, pp. 421–438.

Parker, R. L., 1980. The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 85(B8), 4421-4428.

Parker, R.L., Booker, J.R., 1996. Optimal one-dimensional inversion and bounding of magnetotelluric apparent resistivity and phase measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 98(3), 269-282.

Parkinson, W.D, 1959. Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophysical Journal International*, 2(1), 1-14.

Parkinson, W.D., 1962. The influence of continents and oceans on geomagnetic variations. *Geophysical Journal International*, 6(4), 441-449.

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

Piper, A.M., 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914-928.

Polak, E., 1971. *Computational Methods in Optimization: A Unified Approach*, Academic Press, New York.

Pope, L.A., Hajash, A., Popp, R.K., 1987. An experimental investigation of the quartz, Na-K, Na-K-Ca geothermometers and the effects of fluid composition. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1), 151-161.

Pous, J., Jutglar, L., 2004. *Energía Geotérmica*. Barcelona: Ediciones CEAC. 273 p.

Prol-Ledesma, R.M., 1988. *El calor de la Tierra*. Fondo de Cultura Económica, México, DF, 55 p.

Prol-Ledesma, R.M., Arango-Galván, C., Errasti-Orozco, M., Ruiz-Aguilar, D., Tobón-Pérez, E., Membrillo-Abad, A.S., Ruiz-Armenta, J.R., Gutiérrez-Carmona, D.M.E., Salas-Corrales, J.L., 2014. Informe Técnico Proyecto SENER-CONACYT 152823: Evaluación de los Recursos Geotermicos de la península de Baja California: Continentales, costeros y marinos., Segunda Etapa (Parte 1), 153p.

Quijano-León, J.L., Gutiérrez-Negrín, L.C., 2000. Geothermal production and development plans in Mexico. En: Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japón, pp. 355-361.

Rodi, W., Mackie, R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.

Romo, J.M., Gómez-Treviño, E., Esparza, F.J., 2005. Series and parallel transformation of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1), 63-83.

SARH, 1984. Dictamen Geohidrológico del Valle de San Felipe – Punta Estrella, Municipio de Mexicali, B. C. Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos. Ensenada, Baja California, México, 7 p.

Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.

Sedlock, R.L., 2003. Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas. *Special Papers-Geological Society of America*, 374, 1-42.

Seiler, C., Fletcher, J.M., Quigley, M.C., Gleadow, A.J., Kohn, B.P., 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?. *Tectonophysics*, 488(1), 87-109.

SENER, 2013. Informe Cero. Secretaría de Energía, Subsecretaría de Planeación y Transición Energética, Fondo de Sustentabilidad Energética. Información disponible en http://sustentabilidad.energia.gob.mx/res/InformeCeroFSE_CompletoFinal.pdf, consultado en Mayo 15, 2015.

SENER, 2014. Presidirá México la Asamblea General de la Agencia Internacional de Energías Renovables (IRENA). Secretaría de Energía. Información disponible en http://www.energia.gob.mx/portal/Default_blt.aspx?id=2699, consultado en Febrero 10, 2014.

SGM, 1999. Carta Geológico-Minera San Felipe H11-3. Servicio Geológico Mexicano, escala 1:250,000.

SGM, 2011. Panorama Minero del Estado de Baja California. Servicio Geológico Mexicano. México, 49 p.

Simpson, F., Bahr, K., 2005. Practical magnetotellurics. Cambridge University Press, Cambridge, 254 p.

Singh, U.K., Kant, Y., Singh, R.P., 1995. Effect of coast on magnetotelluric measurements in India. *Annals of Geophysics*, 38(3-4).

Slyker, R.G., 1970. Geologic and geophysical reconnaissance of the valle de San Felipe region, Baja California, Mexico. Tesis de Maestría. San Diego State College, San Diego, 97 p.

Smirnov, M., Korja, T., Dynesius, L., Pedersen, L.B., Laukkanen, E., 2008. Broadband magnetotelluric instruments for near-surface and lithospheric studies of electrical conductivity: a Fennoscandian pool of magnetotelluric instruments. *Geophysica*, 44(1-2), 31-44.

Spichak, V., Manzella, A., 2009. Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics*, 68(4), 459-478.

Sternberg, B.K., Washburne, J.C., Anderson, R.G., 1985. Investigation of MT static shift correction methods. En: 55th Ann. Internat. Mtg. Society of Exploration Geophysicists. Resumen extendido, 264-267.

Sternberg, B.K., Washburne, J.C., Pellerin, L., 1988. Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53(11), 1459-1468.

Stober, I., Bucher, K., 2013. Geothermal energy: from theoretical models to exploration and development. Springer Science & Business Media. Heidelberg, 291 p.

Stock, J., 1993, Geologic map of southern Valle Chico, Baja California, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series 76, 2 sheets.

Stock, J.M., Lewis, C.J., Nagy, E.A., 1999. The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93(1), 53-74.

Suárez-Vidal, F., Armijo, R., Morgan, G., Bodin, P., Gastil, R.G., 1991. Framework of recent and active faulting in northern Baja California. *Gulf and Peninsular Province of the Californias*, 47, 285-300.

Szarka, L., Menvielle, M., 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, 129(1), 133-142.

Tester J.W., Anderson B.J., Batchelor A.S., Blackwell D.D., Di Pippo R., Drake E.M., Garnish J., Livesay B., Moore M.C., Nichols K., Petty S., Toksoz M.N. y Veatch Jr. R. W., 2006. The Future of Geothermal Energy – Impact of Enhanced Geothermal Systems (EGS) on the United States in the 21st Century. *Massachusetts Institute of Technology*, 209, 372 p.

Tikhonov, A.N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. En: *Doklady*, 73(2), 295-297.

Tikhonov, A.N., Arsenin, V.Y., 1977. *Solutions of ill-posed problems*: V.H. Winston and Sons, Washington, D.C.

Truesdell, A. H., 1975, Summary of section III: Geochemical techniques in Exploration. En: *Proceeding of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources*, San Francisco, California, 1, pp. LII-LXXIX.

Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R., Anderson, E., 2000. Understanding the resistivities observed in geothermal systems. En: *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress*, Kyushu – Tohoku, Japón, pp.1915-1920.

Volpi, G., Manzella, A., Fiordelisi, A., 2003. Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): an example from the Mt. Amiata area, Italy. *Geothermics*, 32(2), 131-145.

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

Vozoff, K., 1989. The Magnetotelluric Method. En: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists. 2(part B). EUA, pp. 641-711.

Walker, T.R., Thompson, R.W., 1968. Late Quaternary geology of the San Felipe area, Baja California, Mexico. *The Journal of Geology*, 76(4), 479-485.

Wannamaker, P.E., 1999. Affordable magnetotellurics: interpretation in natural environments. En: Oristaglio, M., B. Spies (Eds.), *Three-dimensional electromagnetics*, Geophys. Devel. Ser., 7, Society of Exploration Geophysicists. Tulsa, pp. 349-374.

Wannamaker, P.E., Hohmann, G.W., Ward, S.H., 1984. Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49(9), 1517-1533.

Ward, S.H., Hohmann, G.W., 1987. *Electromagnetic Theory for Geophysical Applications*. En: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics Theory*. Society of Exploration Geophysicists. pp. 131-311.

Wassenaar, L.I., Van Wilgenburg, S.L., Larson, K., Hobson, K.A., 2009. A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 123-136.

Weaver, J.T., Agarwal, A.K., Lilley, F.E.M., 2000. Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141(2), 321-336.

White, D.E., 1974. Diverse origins of hydrothermal ore fluids. *Economic Geology*, 69(6), 954-973.

Anexos

Anexo I: Diagrama de Piper:

Uno de los gráficos más representativos en la clasificación de las muestras, es el diagrama de Piper. Este método clasifica las muestras acorde a su mayor composición iónica y se basa en un diagrama trilinear (Figura I-1).

Los cationes más abundantes son calcio (Ca) y magnesio (Mg) y sodio (Na). El potasio (K) también se presenta comúnmente, pero en menor proporción que el sodio. Por otro lado, se grafican los tres aniones constituyentes más comunes, bicarbonato un “ácido débil” (HCO_3^-), y dos “ácidos fuertes”, sulfato (SO_4^{2-}) y cloruro (Cl^-) (Piper, 1944).

Generalmente en todas las aguas naturales los cationes se encuentran en equilibrio químico con los aniones. En consecuencia, si las concentraciones de los componentes disueltos se miden en términos de porcentaje, los subtotales de los cationes y aniones representarían, cada uno, el 50% de la totalidad. Dado esto, el carácter esencial de la química del agua puede ser indicado gráficamente por un solo punto trazado de las coordenadas trilineales (diagrama ternario), como se observa en la Figura 1 (Piper, 1944).

Dicho diagrama se encuentra formado por dos triángulos equiláteros, donde se representan los cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^+ + \text{K}^+$) y aniones (SO_4^{2-} , Cl^- y HCO_3^-) mayoritarios. En un rombo central son proyectadas las respectivas composiciones de los diagramas ternarios representando así la composición del agua deducida a partir de aniones y cationes.

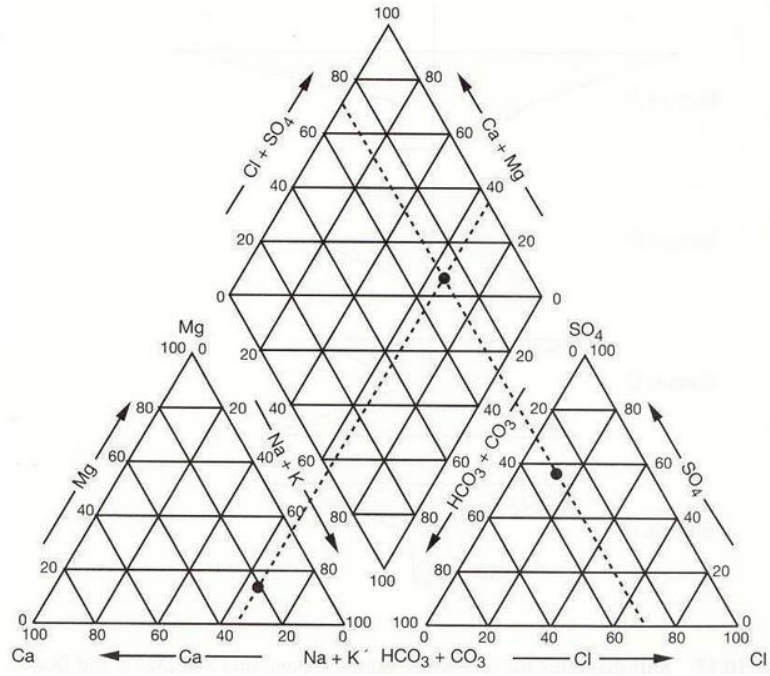


Figura I-1 Esquema del diagrama de Piper.

Anexo II: Geotermómetros

- Geotermómetro Na-K-Mg

Este geotermómetro, desarrollado por Giggenbach (1988), se encuentra basado sobre las relaciones Na-K (Ellis y Mahon, 1977) y Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973) proporcionando una poderosa herramienta para la evaluación de las condiciones más profundas dentro del sistema geotérmico.

El sodio, potasio y magnesio contenidos en agua en equilibrio pueden ser sujetos a rigurosa evaluación, tal que la temperatura teórica del reservorio depende del cociente de las correspondientes concentraciones, dada por los geotermómetros (geoindicadores) sobre los cuales se basa (Ecuaciones II-1 y II-2).

$$TKN = \frac{1390}{1.75 - \log\left(\frac{c_K}{c_{Na}}\right)} - 273 \quad (\text{Ecuación II-1})$$

$$TKM = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{c_k^2}{c_{Mg}}\right)} - 273 \quad (\text{Ecuación II-2})$$

donde c_i es la concentración de la especie química en mg/kg.

La aplicación individual de las anteriores expresiones, frecuentemente genera diferentes temperaturas de equilibrio. Pero combinando los dos subsistemas, se obtiene un método que permite determinar el grado de equilibrio agua-roca para ser evaluado (Giggenbach, 1988). Haciendo uso del diagrama ternario, como se observa en la Figura II-1, se calculan las relaciones allí expresadas (Na/1000, K/100 y \sqrt{Mg}) y se representan gráficamente sobre éste.

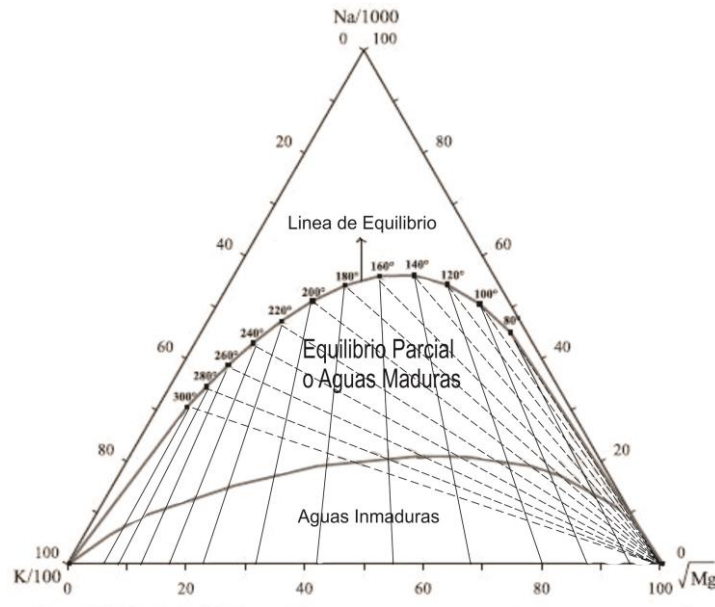


Figura II-1. Diagrama ternario Na-K-Mg.

- Geotermómetro de Sílice (TSI)

La solubilidad de la sílice se incrementa con la temperatura y la presión (en menor medida); sin embargo, esta concentración depende a su vez de la fase cristalina de la sílice que se encuentra en equilibrio con el agua (Lynn, 1978). El geotermómetro de sílice se basa en el equilibrio a profundidad entre la sílice disuelta en el fluido termal y el cuarzo en la roca sobre la cual se encuentra el fluido. Este geotermómetro es restringido a temperaturas intermedias, debido a su rápida equilibración con cuarzo a temperaturas alrededor de 200-230°C, y porque la solución inicialmente saturada con cuarzo a esta alta temperatura es probable que precipite sílice amorfo durante su paso a la superficie. A temperaturas de alrededor de 200°C, la precipitación de cuarzo es muy lenta. Sin embargo, en aguas con alta salinidad, la reequilibración puede ocurrir más rápidamente una vez que se enfría (Lynn, 1978).

La temperatura de agua saturada a profundidad con cuarzo puede estar estimada desde la concentración de sílice en la descarga de agua en la superficie, usando la siguiente fórmula, que asume enfriamiento adiabático (Truesdell, 1975)

$$t^{\circ}\text{C} = \frac{1533.5}{5.768 - \log SiO_2} - 273.15 \quad (\text{Ecuación II-3})$$

Anexo III: Ecuaciones de Maxwell y Relaciones Constitutivas

James Clerk Maxwell sintetizó las investigaciones y publicaciones hasta el momento sobre teoría electromagnética y redujo la cantidad de expresiones existentes a tan sólo cuatro. No sólo recopiló y simplificó dichas investigaciones, sino que realizó una aportación a una de ellas, a la denominada Ley de Ampere o Ley de las Corrientes, en la que introdujo el término característico de la corriente por desplazamiento, como se puede observar en la ecuación III-2.

$$\text{Ley de Faraday} \quad \nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{Ecuación III-1})$$

$$\text{Ley de Ampère} \quad \nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (\text{Ecuación III-2})$$

$$\text{Ley de Gauss para el Campo Eléctrico} \quad \nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (\text{Ecuación III-3})$$

$$\text{Ley de Gauss para el Campo Magnético} \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{Ecuación III-4})$$

donde: \mathbf{E} es la intensidad de campo eléctrico [V/m]

\mathbf{H} es la intensidad de campo magnético [A/m]

\mathbf{D} es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m^2]

\mathbf{B} es el vector de inducción magnética [Wb/m^2]

\mathbf{J} es la densidad de corriente [A/m^2]

q es la densidad de carga eléctrica [C/m^3]

La ley de Faraday (Ecuación III-1), llamada también Ley de la Inducción Electromagnética, en compañía de la Ley de Ampère (Ecuación III-2), o Ley de las Corrientes, manifiestan la estrecha relación existente entre el campo eléctrico y el campo magnético. La Ley de Faraday muestra como la variación temporal del campo magnético, es capaz de establecer un campo eléctrico, incluso en ausencia de carga, tal que su rotacional tiene sentido

contrario al del cambio del campo magnético. Y la Ley de Ampère hace referencia a la existencia del rotacional de un campo magnético generado por el flujo de corrientes eléctricas.

La ley de Gauss para el campo eléctrico (Ecuación III-3) muestra que la fuente fundamental de este son las cargas eléctricas y que la perturbación de estas en el medio son las que producen dicho campo. De una forma más rigurosa, define el flujo eléctrico a través de una superficie gaussiana (superficie cerrada) provocado por la carga eléctrica encerrada en esta.

Análogo a lo descrito anteriormente, se realiza la interpretación de la Ley de Gauss para el campo magnético (Ecuación III-4). Establece el flujo magnético a través de una superficie cerrada provocado por cargas magnéticas que encierra. Sin embargo, y como se puede ver en dicha ecuación, este flujo es cero, indicando la no existencia de cargas magnéticas separadas. Es por esto que se suelen llamar polos magnéticos e indica la no existencia en la naturaleza del monopolo magnético.

- Relaciones Constitutivas

La relación entre la intensidad del campo eléctrico \mathbf{E} y el vector de desplazamiento eléctrico \mathbf{D} , entre la intensidad del campo magnético \mathbf{H} y el vector de inducción magnética \mathbf{B} , y entre la densidad de corriente \mathbf{J} y la intensidad de campo eléctrico \mathbf{E} , se encuentran determinados por las relaciones constitutivas. Estas establecen la relación entre el comportamiento de los campos con las propiedades del medio de propagación.

$$\mathbf{D} = \boldsymbol{\varepsilon}(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \cdot \mathbf{E} \quad (\text{Ecuación III-5})$$

$$\mathbf{B} = \boldsymbol{\mu}(\omega, \mathbf{H}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \cdot \mathbf{H} \quad (\text{Ecuación III-6})$$

$$\mathbf{J} = \boldsymbol{\sigma}(\omega, \mathbf{E}, \mathbf{r}, t, T, P, \dots) \cdot \mathbf{E} \quad (\text{Ecuación III-7})$$

donde: σ es la conductividad eléctrica [S/m]

ε es la permitividad eléctrica [F/m]

μ es la permeabilidad magnética [H/m]

Como se puede observar en las ecuaciones la permitividad eléctrica, la permeabilidad magnética y la conductividad (ϵ, μ y σ) se encuentran definidas en función de la frecuencia angular ω , la intensidad del campo eléctrico \mathbf{E} o inducción magnética \mathbf{B} , de la posición \mathbf{r} , tiempo t , temperatura T , y de la presión P (Ward y Hohmann, 1987).

En general, ϵ, μ y σ son tensores y también pueden ser no lineales, que describen el comportamiento espacial y direccional de dichas propiedades. Pero con el fin de simplificarlos, se realiza la suposición de que el medio es lineal isotrópico, homogéneo, y que las propiedades eléctricas del medio son independientes del tiempo, temperatura o presión (Ward y Hohmann, 1987). Y realizando dichas suposiciones es posible aplicar estas relaciones con las Ecuaciones de Maxwell, determinando expresiones más simples.

- Primera Relación Constitutiva

$$\mathbf{D} = \epsilon(\omega)\mathbf{E}$$

Esta relaciona el vector de desplazamiento eléctrico \mathbf{D} con la intensidad del campo eléctrico \mathbf{E} , y lo hace a través de la constante de permitividad eléctrica ϵ . Dicha constante, define la capacidad de un medio a ser polarizado al aplicársele un campo eléctrico y, a su vez, se encuentra en términos de la permitividad relativa ϵ_r (constante dieléctrica del medio) y de la permitividad del vacío ($\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ F/m}$).

$$\epsilon(\omega) = \epsilon_r \epsilon_0$$

donde generalmente se dan valores de uno a la permitividad relativa, en los casos en que el medio no se comporta como dieléctrico.

- Segunda Relación Constitutiva

$$\mathbf{B} = \mu(\omega)\mathbf{H}$$

La relación lineal entre el vector de inducción electromagnética y la intensidad del campo magnético, se encuentra dada por la permeabilidad magnética. Esta propiedad del medio establece la capacidad de un medio para dejar atravesar el campo magnético a través de él.

De igual forma que para la permitividad eléctrica, la permeabilidad magnética se encuentra dada en términos de la permeabilidad relativa (permeabilidad del medio μ_r) y la permeabilidad del vacío ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$). Generalmente a la permeabilidad de medio se le asigna la unidad, siempre y cuando no se trate de materiales altamente magnéticos.

$$\mu = \mu_r \mu_0$$

- Tercera Relación Constitutiva

$$\mathbf{J} = \sigma(\omega)\mathbf{E}$$

La conductividad (σ) es la propiedad de un medio a permitir el flujo de carga libre a través de él. Y es esta la propiedad que relaciona la proporcionalidad entre la densidad de corriente \mathbf{J} y la intensidad de campo eléctrico \mathbf{E} . También se conoce como Ley de Ohm.

- **Ecuaciones de Maxwell en el dominio de las frecuencias**

Dado que los campos medidos se encuentran en el dominio del tiempo, y su tratamiento es complejo, se hace necesario la transformación de estos campos al dominio de las frecuencias. Por esto, se aplica la Transformada de Fourier, para obtener las Ecuaciones de Maxwell en el dominio de las frecuencias, pues estas hacen más sencillas las operaciones. Posteriormente se sustituyen las relaciones constitutivas relacionadas anteriormente en las nuevas ecuaciones, obteniendo:

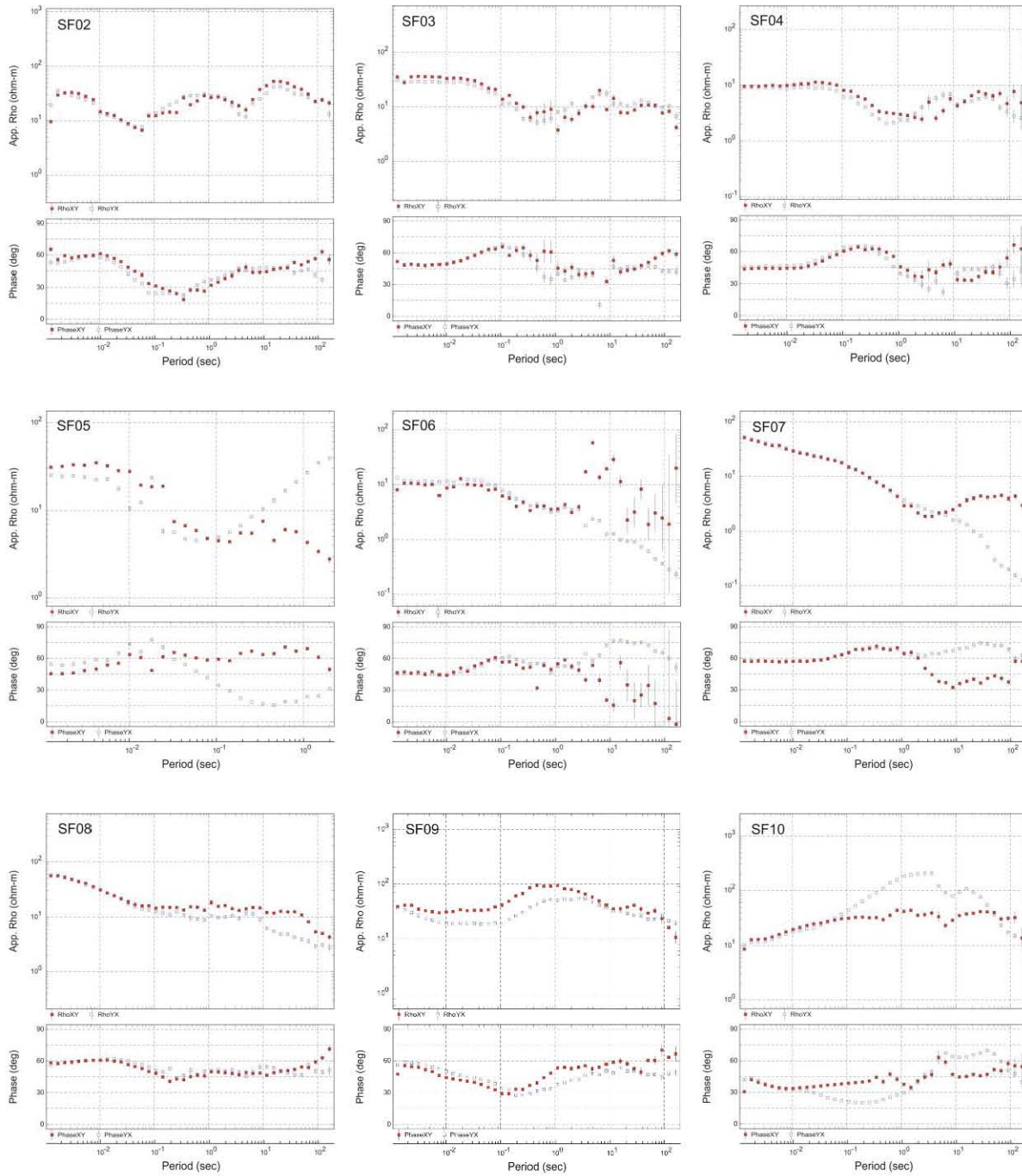
$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\mu\omega\mathbf{H} \quad (\text{Ecuación III-8})$$

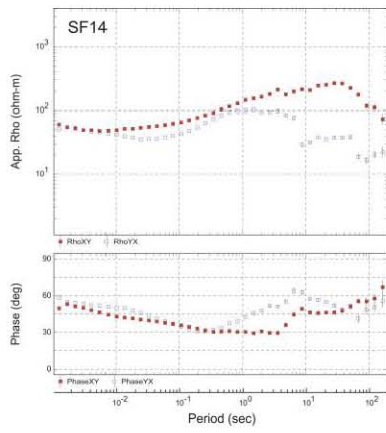
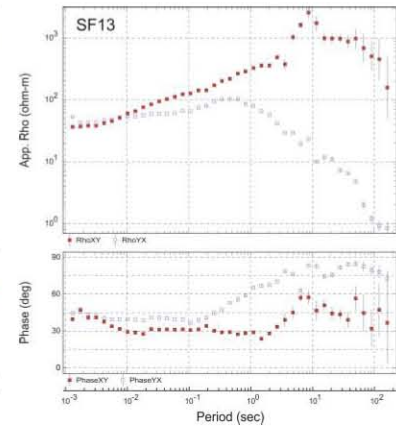
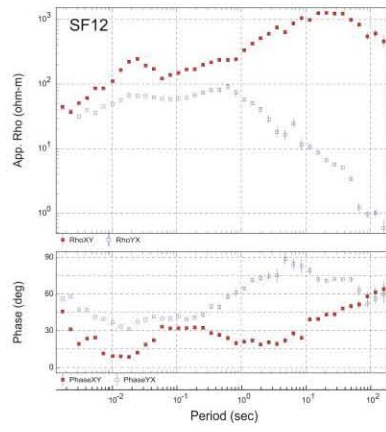
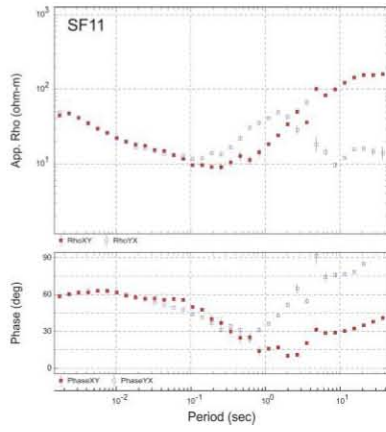
$$\nabla \times \mathbf{H} = (\sigma + i\epsilon\omega)\mathbf{E} \quad (\text{Ecuación III-9})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (\text{Ecuación III-10})$$

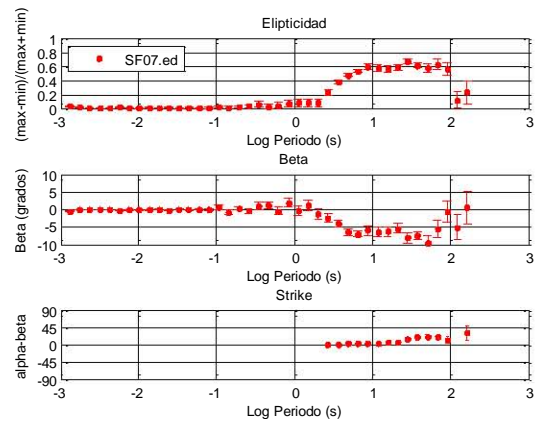
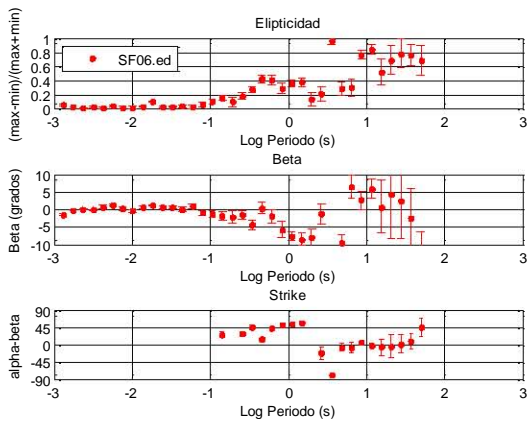
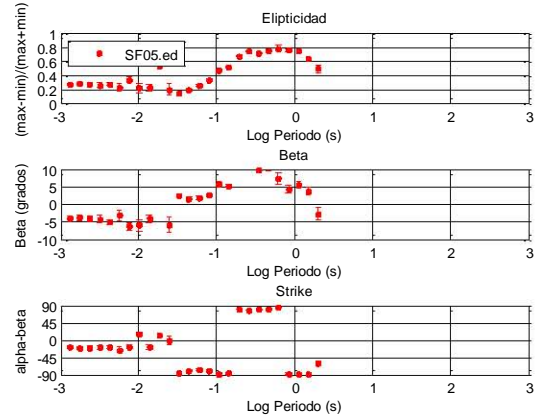
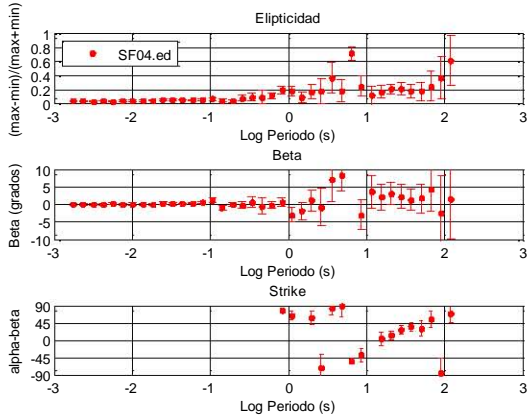
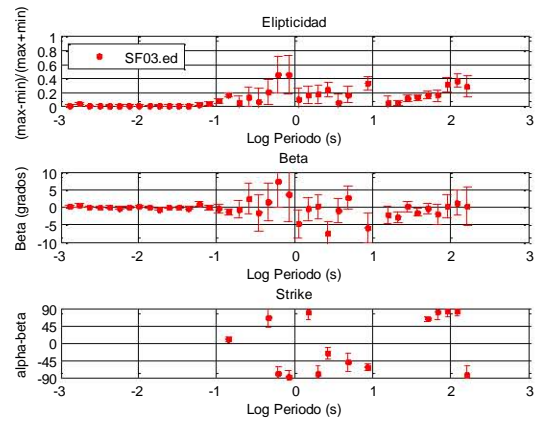
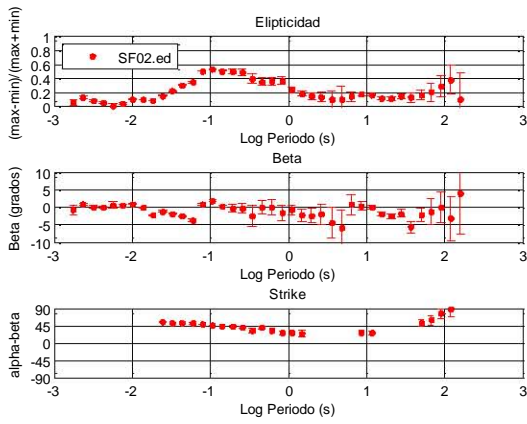
$$\nabla \cdot \mathbf{E} = q/\epsilon \quad (\text{Ecuación III-11})$$

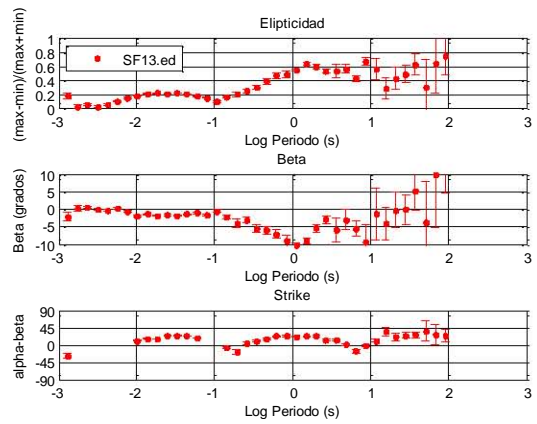
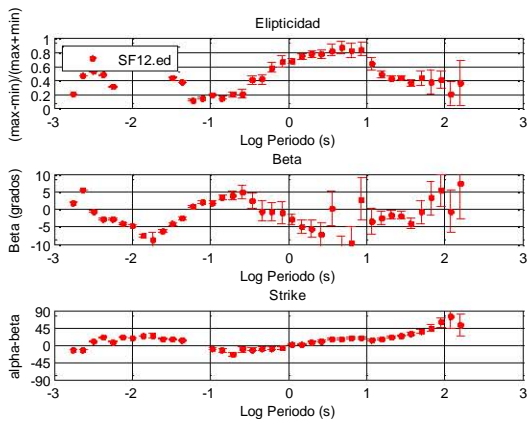
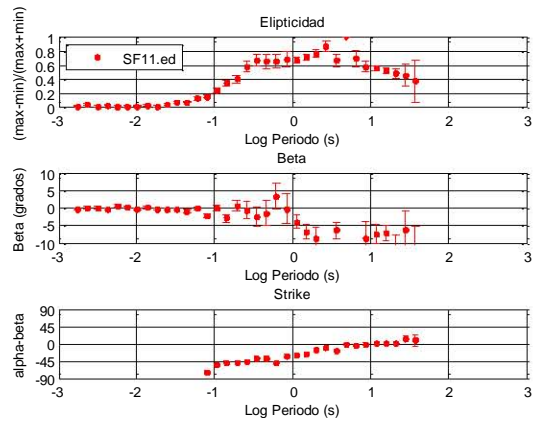
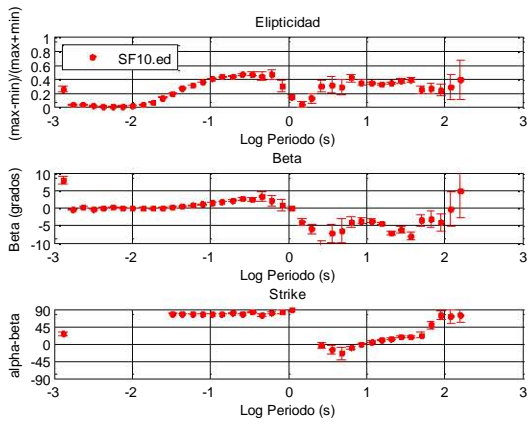
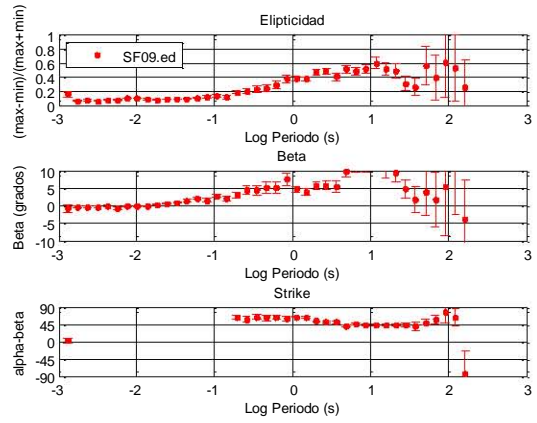
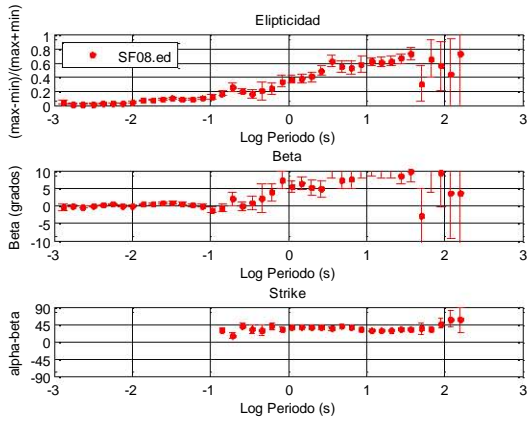
Anexo IV: Curvas de resistividad aparente y fase para cada uno de los sitios sondeados, una vez procesadas las series de tiempo.

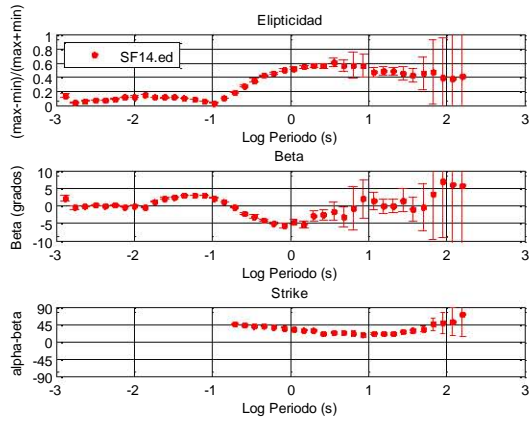




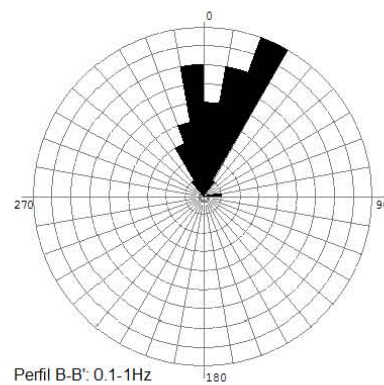
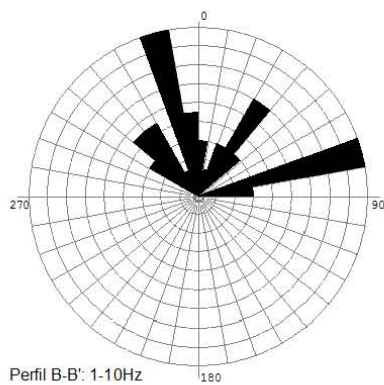
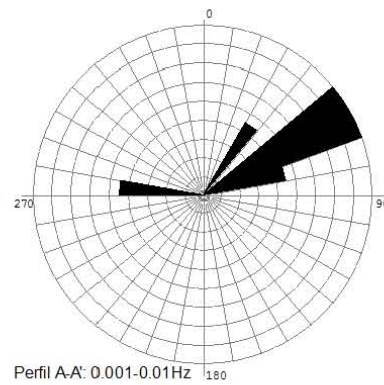
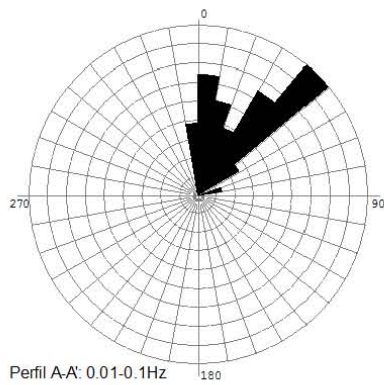
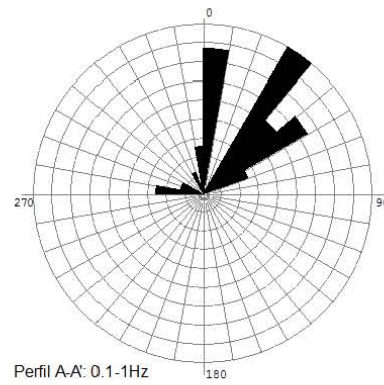
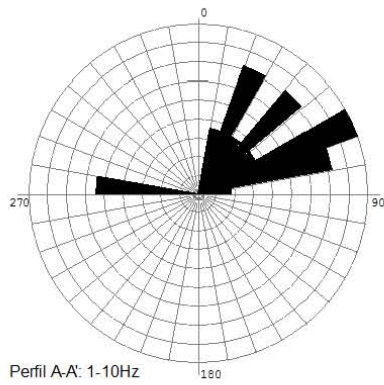
Anexo V: Parámetros del Tensor de Fase para cada uno de los sitios sondeados

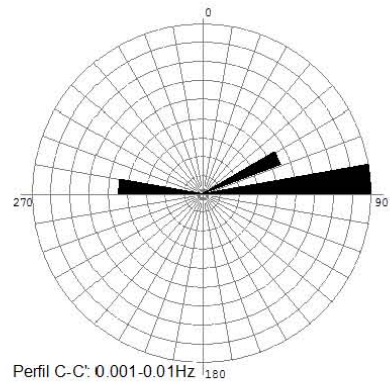
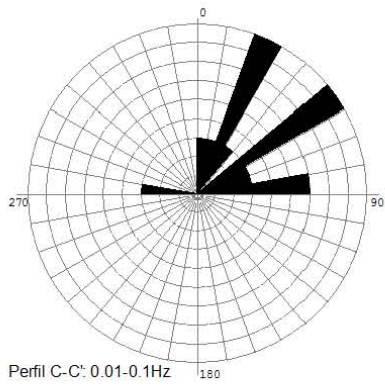
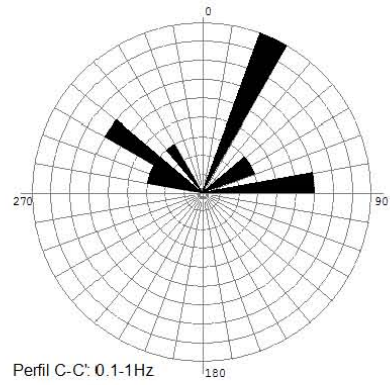
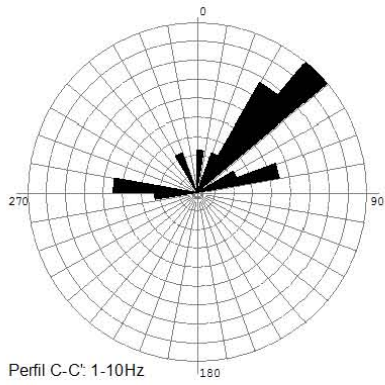
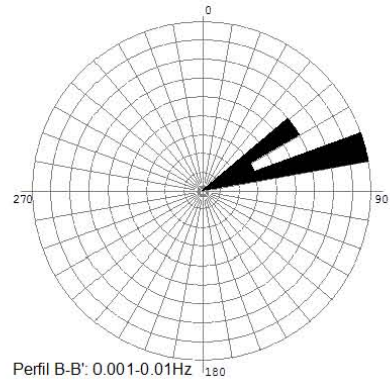
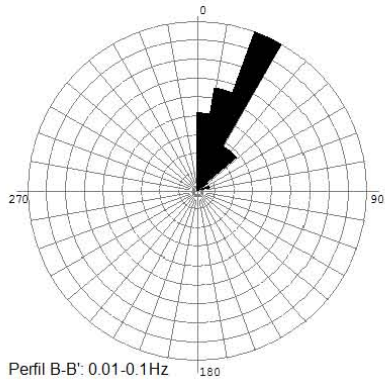




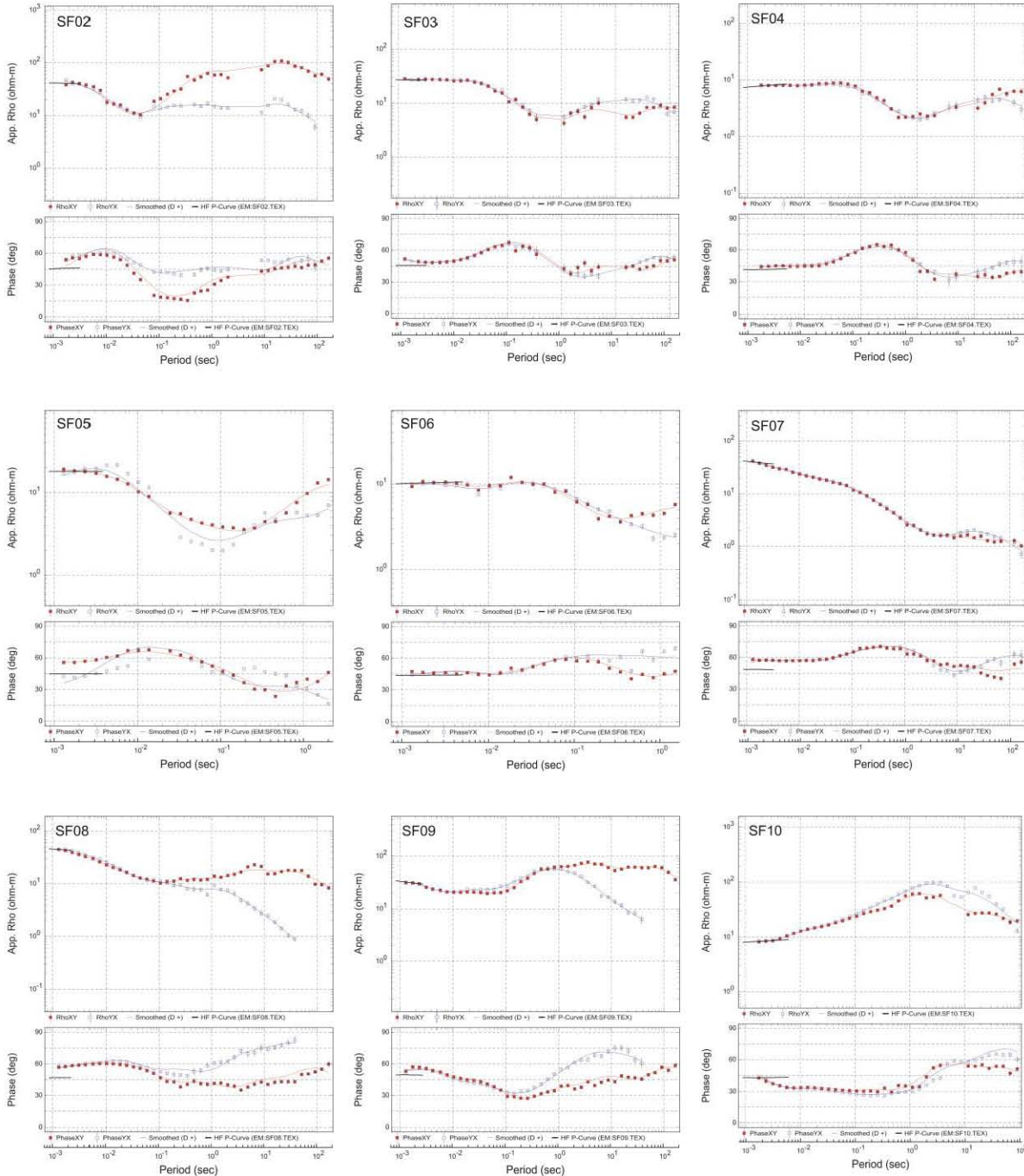


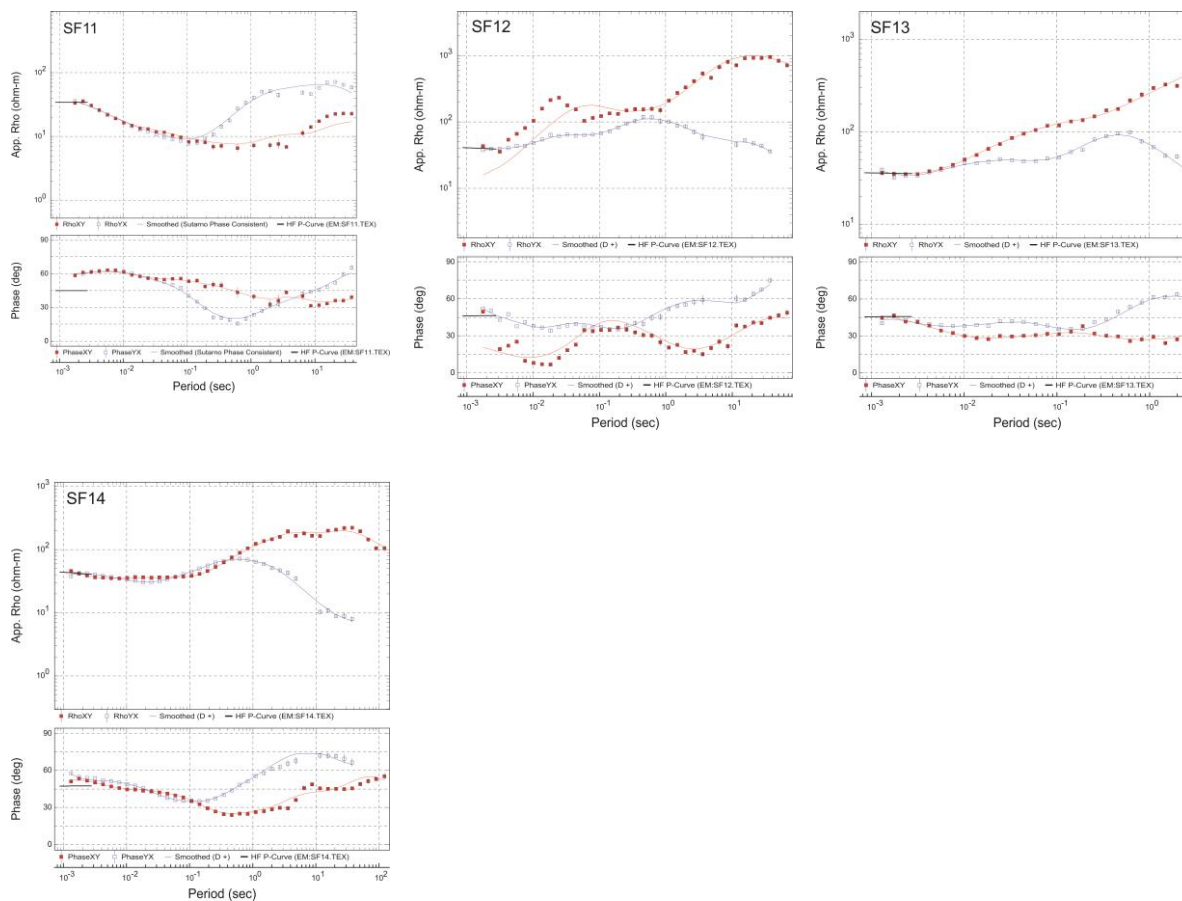
Anexo VI: Diagramas de Rosa del Azimut, calculado por Tensor de Fases (Caldwell *et al.*, 2004), por bandas de frecuencias para cada uno de los perfiles propuestos.





Anexo VII: Ajustes de curvas de resistividad aparente y fase de cada uno de los sitios medidos a través de la función D^+ , una vez corregidas por *static shift*, eliminados los datos con errores y rotadas al ángulo correspondiente para cada perfil propuesto (ver Tabla 5.5)





- Función D+ (Beamish y Travassos, 1992)

D+ relaciona resistividad aparente y la fase de la misma componente (xy o yx) a través de una función D+. En esencia, este encuentra la tierra unidimensional que mejor se adapte ambos parámetros. El procedimiento ha demostrado ser válido para la mayoría de los datos en 2D y 3D para algunos casos. Las ventajas que ofrece la función D+ sobre el conjunto de datos se demuestran mediante el uso de los datos en bruto y procesados en dos principales procedimientos de interpretación. La primera se refiere a la capacidad de procedimiento de los datos para proporcionar evaluaciones cuantitativas de la influencia de la distorsión estática. El segundo procedimiento se refiere a la aplicación de transformar los métodos que tratan de recuperar un perfil de resistividad/profundidad directamente de los datos de sondeo.

Parker (1980) presentó una formulación no lineal, como esquema de inversión, donde la solución óptima 1D se describe por una pila de funciones delta (infinitesimalmente

delgadas láminas de conductancia finita) incrustadas en un medio-espacio perfectamente aislante. Esto se conoce como el modelo D+. Este modelo es sometido un número de transformaciones aproximadas, aplicándose directamente a los datos de sondeo para obtener una primera aproximación a los perfiles de resistividad en ubicaciones individuales. Las transformadas son "continuas" en el sentido de que operan directamente sobre los datos de sondeo. Tales transformaciones siempre representan aproximaciones suavizadas a la "verdadera" estructura de resistividad.

El perfil de profundidad, que consta de un número de funciones delta de la conductancia dado a profundidades fijas y crecientes, se puede convertir en una conductancia de profundidad integrada (S) hacia abajo a una profundidad z como:

$$S(z) = \int_0^z \sigma(z') dz' \quad \text{Ecuación VII-1}$$

Esta es una fórmula completamente general para cualquier perfil de conductividad vertical de $\sigma(z)$. En el caso del modelo D+, contribuciones a $S(z)$ sólo surgen en las profundidades de las funciones delta.

El procedimiento D+ procesamiento proporciona un método de garantizar un (fase mínima) físicamente respuesta válida a partir de datos que tienen características de respuesta 1D.