

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE INGENIERÍA ELÉCTRICA



**APLICACIÓN DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT) EN  
LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS GEOTÉRMICOS**

PRESENTADO POR:

**RODRÍGUEZ MARTÍNEZ, DANIEL ADONNIS**

**QUINTANILLA BURUCA, KELLY MICHELLE**

PARA OPTAR AL TÍTULO DE:

**INGENIERO ELECTRICISTA**

CIUDAD UNIVERSITARIA DR. FABIO CASTILLO FIGUEROA

MARZO DE 2022

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR**

RECTOR:

**MSC. ROGER ARMANDO ARIAS ALVARADO**

SECRETARIO GENERAL:

**ING. FRANCISCO ANTONIO ALARCÓN SANDOVAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA**

DECANO:

**PhD. EDGAR ARMANDO PEÑA FIGUEROA**

SECRETARIO:

**ING. JULIO ALBERTO PORTILLO**

**ESCUELA DE INGENIERÍA ELÉCTRICA**

DIRECTOR:

**ING. ARMANDO MARTÍNEZ CALDERÓN**

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE INGENIERÍA ELÉCTRICA

Trabajo de Graduación previo a la opción al Grado de:

**INGENIERO ELECTRICISTA**

Título :

**APLICACIÓN DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT)  
EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS  
GEOTÉRMICOS**

Presentado por:

**RODRÍGUEZ MARTÍNEZ, DANIEL ADONNIS**

**QUINTANILLA BURUCA, KELLY MICHELLE**

Trabajo de Graduación Aprobado por:

Docente Asesor:

**DR. CARLOS OSMÍN POCASANGRE JIMÉNEZ**

SAN SALVADOR, MARZO DE 2022

Trabajo de Graduación Aprobado por:

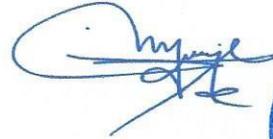
Docente Asesor:

**DR. CARLOS OSMÍN POCASANGRE JIMÉNEZ**

## NOTA Y DEFENSA FINAL

En esta fecha, martes 1 de marzo de 2022, en la Sala de Lectura de la Escuela de Ingeniería Eléctrica, a las 2:00 p.m. horas, en presencia de las siguientes autoridades de la Escuela de Ingeniería Eléctrica de la Universidad de El Salvador:

1. Ing. Armando Martínez Calderón  
Director



Firma

2. MSc. José Wilber Calderón Urrutia  
Secretario



Firma

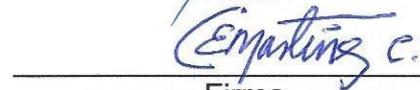
Y, con el Honorable Jurado de Evaluación integrado por las personas siguientes:

- DR. CARLOS OSMIN POCASANGRE JIMÉNEZ  
(Docente Asesor)



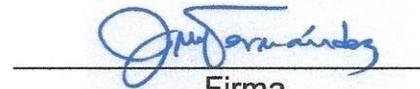
Firma

- DR. CARLOS EUGENIO MARTÍNEZ CRUZ



Firma

- ING. JOSÉ MIGUEL HERNÁNDEZ



Firma

Se efectuó la defensa final reglamentaria del Trabajo de Graduación:

APLICACIÓN DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT) EN LA CARACTERIZACIÓN DE RESERVORIOS GEOTÉRMICOS

A cargo de los Bachilleres:

- QUINTANILLA BURUCA KELLY MICHELLE

- RODRÍGUEZ MARTÍNEZ DANIEL ADONNIS

Habiendo obtenido en el presente Trabajo una nota promedio de la defensa final:

8.8

( Ocho punto ocho )

**나와 나의 여러분은 결국 이길 것이다.**

Me and all my people will end up winning in the end.

**아무도 모르는 새 아주 자연스럽게**

While no one notices it, very naturally.

--no replay.

**残酷な天使のテーゼ**

A Cruel Angel's Thesis

**残酷な天使のように**

Like a cruel angel

**少年よ 神話になれ**

Young boy, become the legend!

-- Yōko Takahashi

# Índice General

ÍNDICE GENERAL .....	I
LISTA DE FIGURAS .....	V
LISTA DE TABLAS.....	IX
AGRADECIMIENTOS .....	X
GLOSARIO .....	XIII
RESUMEN.....	XVII
CAPÍTULO 1 .....	1
<b>1. INTRODUCCIÓN GENERAL.....</b>	<b>1</b>
1.1. RECURSO GEOTÉRMICO. ....	1
1.1.1. Escenario Global. ....	2
1.1.2. Generación de energía eléctrica a partir de energía geotérmica.....	6
1.2 ANTECEDENTES DEL ESTUDIO.....	10
1.2.1 Estado Geotérmico en Kenia. ....	11
1.2.2 Potencial del Campo geotérmico de Paka.....	12
1.3. ESTRUCTURA DE LA DISERTACIÓN.....	13
CAPÍTULO 2 .....	14
<b>2. CAMPO GEOTÉRMICO DE PAKA KENIA .....</b>	<b>14</b>
2.1. VOLCÁN DE PAKA.....	14
2.2. ENTORNO GEOLÓGICO .....	15
2.3. ESTUDIO DE LINEAMIENTOS UTILIZANDO IMÁGENES SATELITALES. ....	16
2.2.1 Introducción a la Teledetección. ....	18

2.3.2. Metodología .....	18
2.3.3. Selección del Producto.....	21
2.3.4. Corrección Radiométrica.....	23
2.3.5. Corrección Atmosférica .....	24
2.3.6. Procesamiento.....	24
2.3.7. Combinación de Bandas .....	24
2.3.8. Análisis de Componentes Principales (ACP) .....	29
2.3.9. Filtrado Espacial .....	31
2.3.10. Primer Producto Final.....	32
2.3.11. Modelo de Elevación Digital. ....	32
2.3.12. Reclasificación Altitudinal.....	33
2.3.13. Producto Final .....	35
<b>CAPÍTULO 3 .....</b>	<b>38</b>
<b>3. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO .....</b>	<b>38</b>
3.1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....	40
3.1.1. Comportamiento (Eléctrico) de los Materiales de la Corteza Terrestre..	41
3.1.2. Hipótesis del método.....	45
3.2. ECUACIONES DE MAXWELL .....	46
3.2.1. Relaciones Constitutivas .....	47
3.2.2. Ecuaciones del método magnetotelúrico .....	49
3.2.3. Profundidad de Penetración Skin Depth .....	50
3.3. FUNCIONES DE TRANSFERENCIA MAGNETOTELÚRICAS.....	50
3.3.1. Tensor de Impedancia .....	51
3.3.2. Tensor de Fase .....	53
3.3.3. Invariantes rotacionales .....	54

3.4.	FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA GEOMÉTRICA TIPPER .....	54
3.4.1.	<i>Dimensionalidad Geo-eléctrica</i> .....	55
3.4.2.	<i>Caso unidimensional</i> .....	55
3.4.3.	<i>Algoritmo de Inversión 1D</i> .....	56
3.4.4.	<i>Algoritmo de Occam</i> .....	56
3.4.5.	<i>Caso Bidimensional</i> .....	57
3.4.6.	<i>Algoritmo de Inversión 2D</i> .....	59
3.5.	STATIC SHIFT.....	60
3.5.2.	<i>Métodos de corrección del static shift</i> .....	63
3.5.3.	<i>Modelado de los Datos Magnetotelúricos</i> .....	63
3.5.4.	<i>Interpretación del modelo geo eléctrico</i> .....	64
<b>CAPÍTULO 4</b>	<b>.....</b>	<b>65</b>
<b>4.</b>	<b>PREPROCESAMIENTO DE DATOS MT .....</b>	<b>65</b>
4.1.	ADQUISICIÓN DE DATOS.....	66
4.2.	TRANSFORMACIÓN DE LAS SERIES DE TIEMPO. ....	67
4.3.	DIMENSIONALIDAD DEL MEDIO .....	68
4.3.1.	<i>Indicadores de dimensionalidad</i> .....	68
4.4.	DIMENSIONALIDAD CON MTPY.....	69
4.5.	EXTRACCIÓN Y TRANSFORMACIÓN DE COORDENADAS.....	71
4.5.1.	<i>Corrección de distorsión</i> .....	72
4.6.	RESISTIVIDAD APARENTE Y CURVAS DE FASE. ....	72
4.7.	MAPA TENSOR DE FASES .....	74
4.8.	ESTIMACIÓN DEL STRIKE .....	77
<b>CAPÍTULO 5</b>	<b>.....</b>	<b>79</b>

<b>5. INVERSIÓN DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS.....</b>	<b>79</b>
5.1. INVERSIÓN MT UNIDIMENSIONAL .....	79
5.1.1. <i>Inversión 1D Usando Occam</i> .....	80
5.2. INVERSIÓN BIDIMENSIONAL.....	84
5.2.1. <i>Modo Eléctrico Transversal (TE) y Modo Magnético Transversal (TM)</i>	85
5.2.2. <i>Misfit RMS</i> .....	86
5.2.3. <i>Resultados de la Inversión</i> .....	87
<b>CAPÍTULO 6 .....</b>	<b>93</b>
<b>6. CONCLUSIONES.....</b>	<b>93</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>95</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>102</b>
ANEXO A.....	102
ANEXO B.....	102

# Lista de Figuras

Figura 1-1 Distribución mundial de campos geotérmicos. En producción y en desarrollo (Harsh & Sukanta, 2007). .....	2
Figura 1-2 Capacidad Instalada desde 1950 hasta 2015 (Izquierda, MWe) y Energía Eléctrica Producida (Derecha, GWh)(Bertani, 2016). .....	4
Figura 1-3 Capacidad Mundial Instalada en 2015 [12.6 GWe] (Bertani, 2016).....	5
Figura 1-4 Principio de Funcionamiento de una planta geotérmica de tipo vapor seco (Harsh & Sukanta, 2007). .....	7
Figura 1-5 Principio de funcionamiento de una planta geotérmica tipo agua caliente (Harsh & Sukanta, 2007). .....	8
Figura 1-6 Principio de funcionamiento de una planta geotérmica binaria, utilizando isobuteno como liquido de trabajo secundario(Harsh & Sukanta, 2007). .....	9
Figura 1-7 El Mapa de Kenia muestra la ubicación de las áreas geotérmicas (en rojo) y la estructura del Valle del Rift (línea negra punteada).....	11
Figura 1-8 Mapa de Kenia donde se muestran las ubicaciones del Proyecto Geotérmico Bogoria - Silali.....	12
Figura 2-1 Mapa geológico simplificado del volcán Paka traducido de(Dunkley, 1993) .....	15
Figura 2-2 Mapa y diagrama de Rosas que muestra la tendencia de los lineamientos del volcán de Paka y áreas vecinas. ....	17
Figura 2-3 Algoritmo diseñado para la generación del mapa de lineamientos.....	20
Figura 2-4 Ejemplo de combinación Infrarrojo usando bandas 5,4,3 del Landsat 8 para resaltar en rojo la vegetación. ....	25
Figura 2-5 Ejemplo de combinación tipo Uso Agrícola con las bandas 6,5,4 del Landsat 8 donde se resaltan en verde brillante las zonas agrícolas .....	26

Figura 2-6 Ejemplo de una combinación de las bandas 5,6,2 para resaltar la vegetación saludable en tonos rojos .....	27
Figura 2-7 Ejemplo de combinación de Falso color para resaltar zonas urbanas en tonos magentas utilizando bandas 7,6,4 en Landsat 8 .....	27
Figura 2-8 Ejemplo de combinación RGB real utilizando las bandas 4,3,2 de Landsat 8.....	28
Figura 2-9 Ejemplo del resultado de operar las bandas 5 y 4 de Landsat 8 para estimar el NDVI.....	29
Figura 2-10 Primer mapa de lineamientos obtenido luego del filtrado digital. ....	32
Figura 2-11 Visualización conceptual de la apertura topográfica (a) El ángulo cenital y el ángulo nadir se calculan a lo largo de múltiples (en nuestra casa siempre 8) acimuts (D) dentro del límite radial L.(Yokoyama, Shirasawa, & Pike, 2002)(b) El concepto de apertura positiva y negativa como se muestra en (Chen, 2015).....	34
Figura 2-12 Ejemplo de un Red Relief a partir de imágenes diferenciales de apertura y sombreado tomado de (Christoph, 2020).....	35
Figura 2-13 Mapa de Lineamientos Final, Red Relief y diagrama de Rosa .....	37
Figura 3-1. Espectro de potencia de las variaciones del campo magnético natural. La ampliación mostrada en el recuadro corresponde al mínimo de señal de la denominada banda muerta (Junge, 1996) .....	39
Figura 3-2 Rango de valores de la resistividad(conductividad) eléctrica que ocurren en la naturaleza. (Palacky, 1987).....	42
Figura 3-3 La estructura de resistividad general de una geotermia de alta temperatura.....	43
Figura 3-4 Diferencia de fase entre los campos <b>E</b> y <b>H</b> para un medio homogéneo. ....	52
Figura 3-5 Curvas de resistividad aparente y fase mostrando tres escenarios diferentes.(Piña, 2014).....	52

Figura 3-6 modelado simple 2D y esquema de polarización en el método MT(Teklesenbet, 2012).....	59
Figura 3-7 cuadro resumen de los tipos de distorsión galvánica, las estructuras causantes de la distorsión se encuentran a la izquierda y a su derecha los efectos provocados en las curvas de resistividad aparente y fase. En medios 2D .....	62
Figura 4-1 Componentes del Equipo Phoenix V5 System 2000.....	66
Figura 4-2 Histograma ángulo Skew para el archivo Pak84.edi.....	70
Figura 4-3 Perfiles para la Inversión 2D y estaciones MT disponibles .....	72
Figura 4-4 Resistividad Aparente y Curvas de Fase para las 48 estaciones del campo geotérmico de Paka .....	73
Figura 4-5 Tensor de fases y vectores de Inducción a 100Hz.....	74
Figura 4-6 Tensor de fases y vectores de Inducción a 10Hz.....	75
Figura 4-7 Tensor de fases y vectores de Inducción a 0.1Hz.....	76
Figura 4-8 Tensor de fases y vectores de Inducción a 0.01Hz.....	76
Figura 4-9 Skew en grados para las 48 estaciones del campo geotérmico de Paka.....	77
Figura 4-10 Diagramas de Rosas de estimaciones de Strikes para el conjunto de datos del campo geotérmico de Paka .....	78
Figura 5-1 Modelo 1D y curva de ajuste para la Estación Paka 83 .....	82
Figura 5-2 Modelo 1D y curva de ajuste para la Estación Paka 84 .....	83
Figura 5-3 Modelo 1D y curva de ajuste para la Estación Paka 95 .....	84
Figura 5-4 Grafico desajuste RMS versus número de iteraciones para el perfil 1 .....	87
Figura 5-5 Distribución de Perfiles para la Inversión 2D .....	88
Figura 5-6 Inversión 2D para el perfil 1 con una profundidad de 6 km. El polígono muestra el lugar posible del reservorio geotérmico a una profundidad de 1 a 4km y diámetro de 5 km aproximadamente.....	89

Figura 5-7 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 1 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo .....89

Figura 5-8 Inversión 2D para el perfil 2 con una profundidad de 6 km. El polígono muestra el lugar posible del reservorio geotérmico a una profundidad de 1 a 4.5 km y diámetro de 5 km aproximadamente. ....90

Figura 5-9 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 2 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo .....90

Figura 5-10 Inversión 2D para el perfil 3 con una profundidad de 6 km. El polígono muestra el lugar posible del reservorio geotérmico a una profundidad de 1 a 6 km y diámetro de 12.5 km aproximadamente. ....91

Figura 5-11 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 3 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo .....91

Figura 5-12 Inversión 2D para el perfil 4 con una profundidad de 6 km. Los polígonos muestran el ancho de los posibles reservorios geotérmicos identificados en los perfiles de inversión 1, 2 y 3.....92

Figura 5-13 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 4 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo .....92

# Lista de Tablas

Tabla 1-1-1 Capacidad de energía geotérmica neta instalada por país en 2020 en Mega Vatios .....	3
Tabla 2-1Especificacion de Bandas del Satélite Landsat 8, del 1 al 9 son bandas espectrales OLI, 10 y 11 son bandas espectrales TIRS .....	22

# Agradecimientos

Una tesis por lo general no representa una pieza aislada de investigación. Este es el caso de la presente investigación, y me gustaría expresar mi gratitud con el trabajo previo publicado en magnetotelúrica.

En primer lugar, me gustaría agradecer a mi asesor de tesis, Doctor Carlos Pocasangre, por sugerir el tema de tesis, por su orientación y asistencia a lo largo de esta investigación. Además de contribuir con algunos códigos que fueron la base de esta investigación. Gracias por su paciencia, por compartir sus conocimientos de manera profesional e invaluable, por su dedicación perseverancia y tolerancia.

A los Doctores Isaac Kanda (Geothermal Development Comapany, Kenya) y Justus Maithya (Jomo Kenyatta University, Kenya) por su asesoramiento durante toda la investigación y proporcionar los datos MT, sin su apoyo esta investigación no hubiera sido posible.

Así mismo, agradezco a mi compañera de tesis, Kelly Quintanilla, por su invaluable aporte a esta investigación, todas las horas de desvelo y por ser una gran fuente de apoyo no solo durante esta investigación, sino durante toda la carrera cuando las cosas se ponían un poco desalentadoras, gracias, por estar siempre ahí para mí.

Mi gratitud también a la Escuela de Ingeniería Eléctrica, a los docentes; sus palabras fueron sabias, sus conocimientos rigurosos y precisos, a ustedes profesores, les debo mis conocimientos. Donde quiera que vaya, los llevare conmigo en mi transitar profesional. Al personal Administrativo; al Sr. Posada, Sr. Juan y en especial manera a Sra. Reina Vides por su apoyo moral y humano, necesario en los momentos más difíciles de este trabajo y durante la carrera.

Quiero también expresar mis más sinceros agradecimientos a los proyectos previos e ideas de mis compañeros de carrera que aportaron su esfuerzo y tiempo en la etapa inicial de esta

investigación: Carlos Luna, Daniel Henríquez, Aldair Alvarado, Kevin Vargas, Cristopher Monrroy, Julio Cedillos, Ivan Ortiz y a Carlos Belloso por su apoyo en la etapa final de esta investigación.

A la ASEIE, la Rama Estudiantil IEEE UES y demás compañeros de viaje, hoy me toca cerrar un capítulo maravilloso en esta historia de vida y no puedo dejar de agradecerles por su apoyo y constancia, al estar en los momentos más difíciles, por compartir horas de estudio.

Finalmente agradecer a mi familia; el amor recibido, la dedicación y la paciencia con la que cada día se preocupaban mis padres por mi avance y desarrollo de esta tesis, es simplemente único y se refleja en la vida de un hijo. Gracias a mis padres por ser los principales promotores de mis sueños, gracias a ellos por cada día confiar y creer en mí y mis expectativas. A mis hermanas por su apoyo moral y humano, por desear y anhelar siempre lo mejor para mí.

A todos, muchas gracias.

Daniel Adonnis Rodríguez Martínez

En primer lugar, quiero agradecer a todas las personas que hicieron posible este estudio a nuestro tutor de tesis, Doctor Carlos Pocasangre, quien con sus conocimientos y apoyo nos guio a través de cada una de las etapas de este proyecto por brindarnos todos los recursos y herramientas que fueron necesarios para llevar a cabo el proceso de investigación y alcanzar los resultados que necesitábamos.

También quiero agradecer a mi familia, por apoyarme durante todo el proceso de la carrera universitaria. En especial, quiero mencionar mis padres, Juan y Arely; mi tía Sandra y mi abuela Teresa que siempre estuvieron ahí para darme palabras de apoyo y un abrazo reconfortante para renovar energías.

Por último, quiero agradecer a mi compañero tesis, Adonnis Rodríguez, por su apoyo no solo durante esta investigación, sino durante toda la carrera, gracias.

Muchas gracias a todos.

Kelly Michelle Quintanilla Buruca.

# Glosario

## A

### Anisotropía

(opuesta de isotropía) es la propiedad general de la materia según la cual cualidades como elasticidad, temperatura, conductividad, velocidad de propagación de la luz, etc., varían según la dirección en que son examinadas. ....53

## E

### Energía geotérmica

Es aquella que se obtiene mediante el aprovechamiento del calor interno de la Tierra..... 10

### Entalpia

Es la cantidad de calor que un sistema termodinámico libera o absorbe del entorno que lo rodea cuando está a una presión constante, entendiendo por sistema termodinámico cualquier objeto..... 1

## F

### Fumarolas

Grieta de la tierra por donde salen gases sulfurosos o vapores de agua cargados de algunas otras sustancias..... 14

## G

### Guerra Fría

Se denomina como Guerra Fría al enfrentamiento político e ideológico que hubo entre Estados Unidos y la Unión Soviética o Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas (URSS), por querer imponer sus hegemonías en el resto del mundo. .... 18

## I

### Ionosfera

Es una parte muy activa en la atmósfera, y crece y se encoge dependiendo de la energía que absorbe del sol. Su nombre proviene del hecho de que los gases en estas capas son agitados por la radiación solar para formar iones, que tienen una carga eléctrica.....47

## M

### Material isotrópico

Un material es isotrópico si sus propiedades mecánicas y térmicas son las mismas en todas las direcciones.....45

### Mtpy

Paquete de software que permite el manejo, procesamiento y generación de imágenes de conjunto de datos magnetotelúricos.....62

## O

### OCCAM1D

Es un paquete Fortran para generar modelos unidimensionales fluidos a partir de datos electromagnéticos y magnetotelúricos de fuente controlada. ....62

## P

### Permeabilidad

Es la capacidad de un material para permitir que un fluido lo atraviese. ....44

### Permitividad

Es un parámetro físico de los materiales que describe cuánto son afectados por un campo eléctrico.....44

**Pygmi**

Se define por sus siglas en inglés como Python Geoscience Modeling and Interpretation, y es una herramienta de modelado e interpretación dirigida a conjuntos de datos magnetoteluricos, de gravedad y otros.....62

**Q**

**Qgis.**

Es un software de código libre para plataformas GNU/Linux, Unix, Mac OS y Microsoft que permite manejar formatos de raster y vectoriales, así como base de datos.....62

**R**

**Raster**

Un ráster consta de una matriz de celdas (o píxeles) organizadas en filas y columnas (o una cuadrícula) en la que cada celda contiene un valor que representa información, como la temperatura. Los rásteres son fotografías aéreas digitales, imágenes de satélite, imágenes digitales o incluso mapas escaneados. ....23

**S**

**Skew**

Un ángulo oblicuo.....53

**T**

**Teledetección**

Es la técnica de adquisición de datos de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales. ....17

Tensor

Es un objeto algebraico que describe una relación multilineal entre conjuntos de objetos algebraicos relacionados con un espacio vectorial. ....37

*Tipper*

En forma de vector es una magnitud vectorial compleja adimensional.....48

V

Volcán Escudo

Son aquellos cuyo diámetro es mucho mayor que su altura. Se forman por la acumulación sucesiva de flujos de lava muy fluidas. Por lo que son de considerable altura y pendiente ligera. Su topografía es suave y su cima forma una depresión poco definida. .... 14

## RESUMEN

El método magnetotelúrico es una técnica fundamental para la caracterización de la resistividad eléctrica de estructuras del subsuelo, este método destaca por ser el único capaz de aportar información del subsuelo a varios kilómetros de profundidad.

En esta tesis se realizaron estudios de exploración en el campo geotérmico en el volcán de Paka ubicado en la parte central del valle del Rift de Kenia. Es una zona ideal para probar la efectividad de los modelos fisicomatemáticos debido a que se cuentan con estudios previos de exploración en el campo geotérmico realizados en años anteriores, además existe información redundante de la zona como estudios en Geología, litología de pozos, geoquímica, geofísica, etc., que permiten establecer los parámetros óptimos de inversión, permitiendo delimitarla e identificar los fenómenos geo eléctricos de la zona.

El objetivo de este trabajo es obtener modelos magnetotelúricos, unidimensional (1D), y bidimensional (2D) del campo geotérmico del complejo de Paka utilizando programas gratuitos o mejor conocido de código abierto.

Para llevar a cabo lo anterior, se creó un flujograma en donde se mostrara los pasos a seguir para realizar un análisis y preprocesamiento de datos magnetotelúricos mediante el uso del programa MTPy en su versión 1.1.5, el cual es desarrollado específicamente para el tratamiento de datos MT de tal forma que nos enfocaremos en explicar algunas funciones fundamentales para la obtención de impedancias, gráficos de resistividad contra periodo, corrección de datos por distorsiones, mapas tensores de fase y diagramas de rosas con respecto al ángulo azimut, huelga y huelga de volquetes. También se utilizará el programa QGIS en su versión 3.20 para la creación del mapa de la zona en estudio y grafico de coordenadas donde se obtuvo las mediciones en la zona mediante la técnica magnetotelúrica. Ambos programas mencionados posteriormente están bajo licencia pública general GPL y basados en el lenguaje de programación Python que es uno de los lenguajes más populares actualmente.

Por último, se analiza y expone los resultados obtenidos que aportan información relevante sobre la morfología y localización de las estructuras importantes como lo son posibles reservorios, cámaras magmáticas o fallas.

**Palabras Claves:** Métodos Magnetoteléurico, Campo geotérmico de Paka, inversión Bidimensional, Inversión unidimensional, MTpy, OCCAM, Qgis.

# Capítulo 1

## 1. Introducción General

### *1.1. Recurso Geotérmico.*

El calor es una forma de energía y la energía geotérmica es energía térmica en el interior de la Tierra que genera fenómenos geológicos a escala planetaria; el término energía geotérmica es a menudo utilizado para indicar aquella porción del calor de la Tierra que puede o podría ser recuperado y explotado por el hombre (Dickson & Fanelli, 2006).

Existen recursos energéticos renovables en diferentes formas, como el viento, las olas, las corrientes oceánicas, las mareas, la hidroeléctrica, la solar y la geotérmica, que es la esencia de este estudio. El recurso geotérmico tiene el factor de capacidad neta o factor de planta más alto porque no depende de las variaciones climáticas (inundaciones y sequías), variaciones estacionales (lluvia, estación seca), día y noche. La energía geotérmica está disponible todo el año (DiPippo, 2012).

Los recursos geotérmicos varían ampliamente de un lugar a otro, dependiendo de la temperatura y profundidad del recurso, la química de la roca y la abundancia del agua subterránea. La utilización de recursos geotérmicos se puede clasificar en términos generales en Generación de energía eléctrica y uso no eléctrico. El tipo de recurso geotérmico determina el método de su utilización. Recursos de alta entalpía como vapor

seco y los fluidos calientes que se encuentran en regiones volcánicas y cadenas de islas, pueden ser provechosamente utilizadas para generar energía eléctrica. Las tecnologías modernas permiten la generación de energía eléctrica incluso de recursos de media entalpia utilizando plantas de ciclo binario. En los recursos de temperatura moderada a baja, como aguas templadas ( $24^{\circ}\text{C} - 29^{\circ}\text{C}$ ) a calientes que se encuentran ampliamente en la mayoría de áreas continentales, son las más adecuadas para el calentamiento directo y fines de refrigeración (no eléctricos). (Harsh & Sukanta, 2007). La Figura 1-1 muestra la distribución mundial de los campos geotérmicos que están ubicados cerca de los límites de las placas tectónicas.

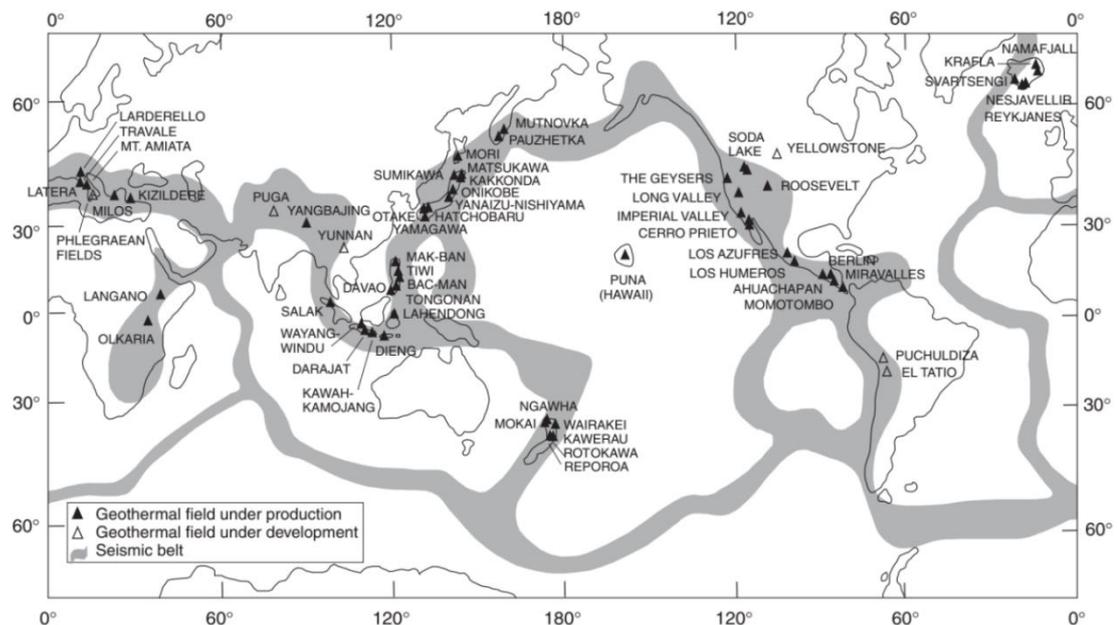


Figura 1-1 Distribución mundial de campos geotérmicos. En producción y en desarrollo (Harsh & Sukanta, 2007).

### 1.1.1. Escenario Global.

En el 2016, la capacidad global de energía geotérmica instalada fue de 12.7 GW (IRENA, 2017), para el 2020 la capacidad global de energía geotermia instalada subió a 14.01 GW (IRENA, 2021) Tabla 1-1-1. En 2015, las plantas de energía geotérmica generaron aproximadamente 80.9 TWh, o aproximadamente el 0.3% de la generación

eléctrica mundial (IRENA, 2017) mientras que para el 2022 las plantas de energía geotérmica generaron aproximadamente 92 TWh un 0.32% de la generación eléctrica mundial (IRENA, 2021). Como se muestra en la *Tabla 1-1-1*, Estados Unidos (2.5 GW), Indonesia (2.1 GWe) y Filipinas (1.9 GW) lideran la capacidad Instalada de Energía geotérmica.

Tabla 1-1-1 Capacidad de energía geotérmica neta instalada por país en 2020 en Mega Vatios (IRENA, 2021).

País	Capacidad Instalada (MWe)
<b>África</b>	<b>831</b>
Etiopía	7
Kenia	824
<b>Asia</b>	<b>4540</b>
Indonesia	2131
Japón	481
Filipinas	1928
<b>Centro América y Caribe</b>	<b>723</b>
Costa Rica	262
El Salvador	204
Guadalupe	15
Guatemala	49
Honduras	35
Nicaragua	153
<b>Euro Asia</b>	<b>1695</b>
Rusia	81
Turquía	1613
<b>Europa</b>	<b>1652</b>
Austria	1
Croacia	10
Francia	16
Alemania	40
Hungría	3
Islandia	756
Italia	797
Portugal	29
<b>Unión Europea</b>	<b>911</b>
<b>Norte América</b>	<b>3492</b>
México	906
Estados Unidos	2587
<b>Oceanía</b>	<b>1040</b>
Nueva Zelandia	984
Papúa Nueva Guinea	56
<b>Suramérica</b>	<b>40</b>
Chile	40
<b>Total</b>	<b>14013</b>

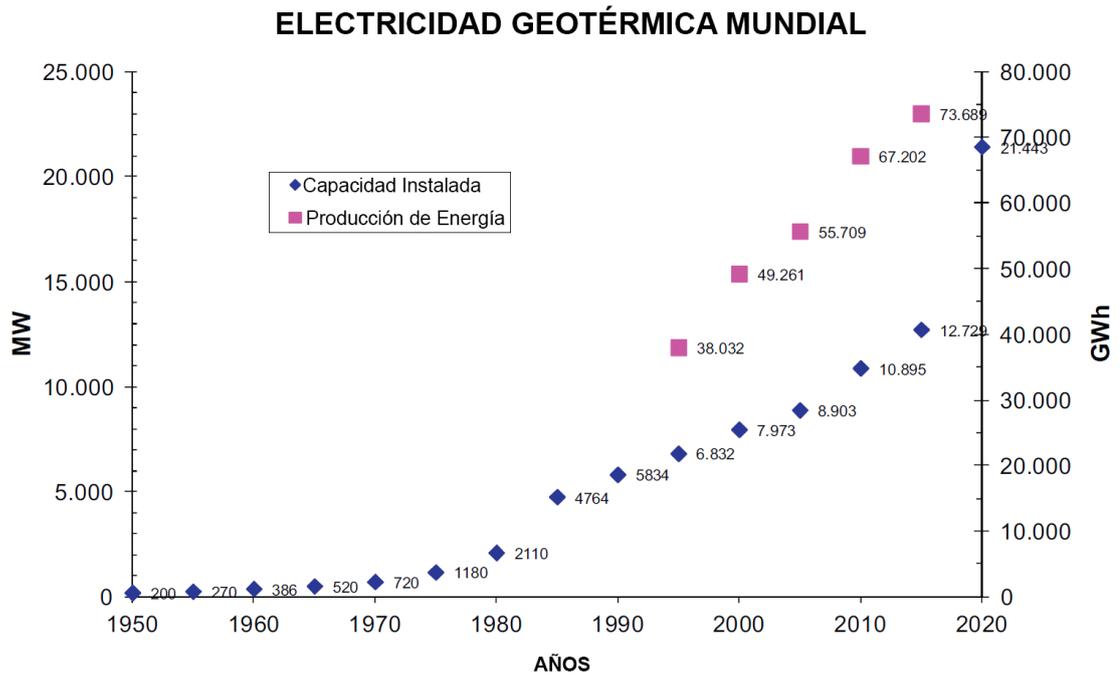


Figura 1-2 Capacidad Instalada desde 1950 hasta 2015 (Izquierda, MWe) y Energía Eléctrica Producida (Derecha, GWh) (Bertani, 2016).

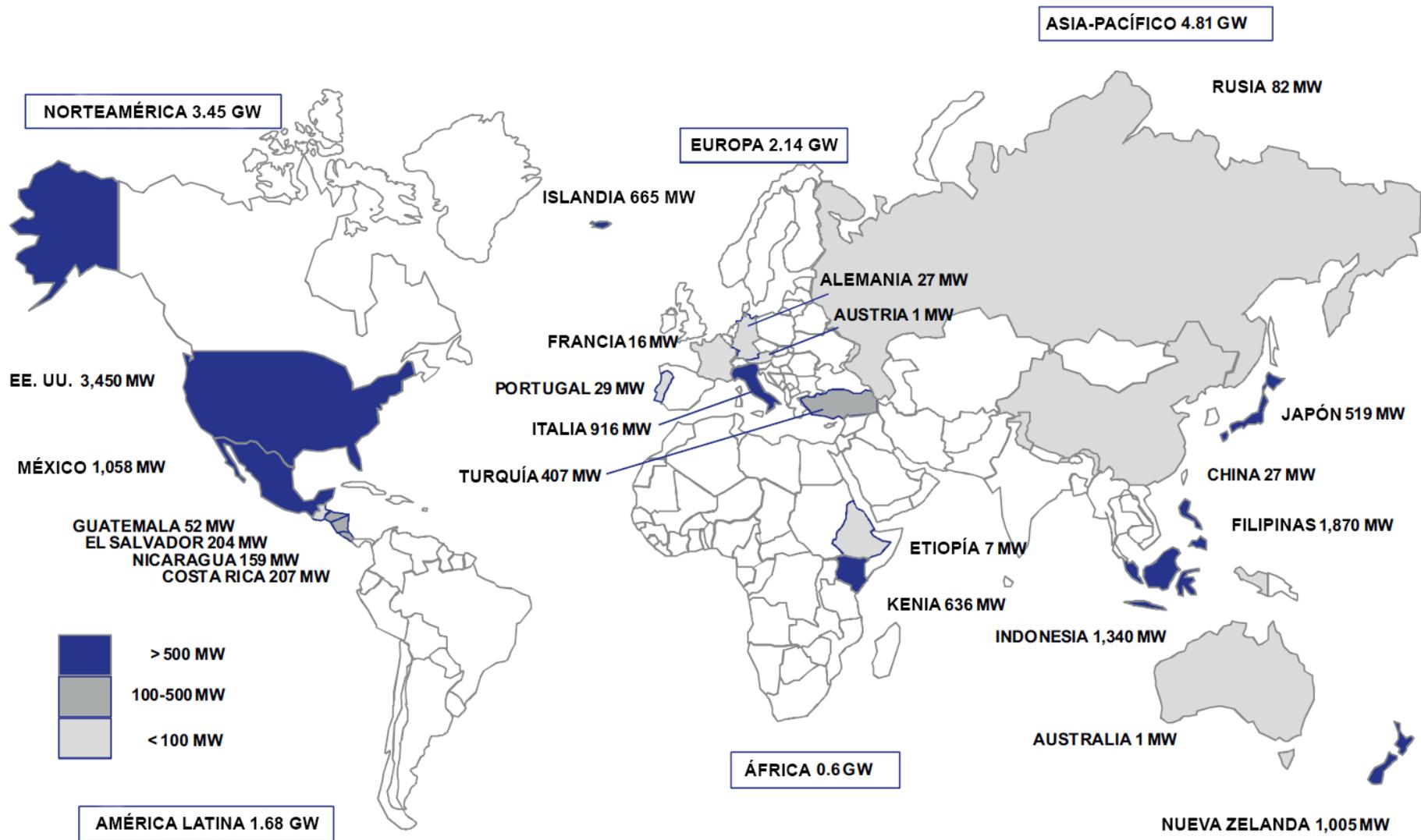


Figura 1-3 Capacidad Mundial Instalada en 2015 [12.6 GWe] (Bertani, 2016)

Cada cinco años, se observa un aumento constante de aproximadamente 1000 MWe desde 1980 hasta 2015, ver *Figura 1-2*. Con respecto a la producción de energía geotérmica, se observó un mayor aumento debido al efecto de la crisis del petróleo en 1973 modificado de (Bertani, 2016).

El valor actual de 12.7 GWe es un resultado importante, confirmando la tendencia iniciada en 2010, por encima del umbral de 10GWe hacia una segunda fase de crecimiento exponencial, principalmente por el incremento en los proyectos de desarrollo de temperatura media-baja a través de plantas binarias, y un importante esfuerzo realizando todos los proyectos económicamente viables en todo el mundo. El pronóstico a corto plazo para el 2020 es una esperanza: los 21 GWe esperados se encuentran en el pronóstico del comportamiento exponencial. Ahora sería importante transformar los 8GWe en proyectos escritos a plantas reales en cinco años. Este desafío podrá dar a toda la comunidad geotérmica una señal clara de la posibilidad y voluntad de ser uno de los actores más importantes de las energías renovables en el furo mercado eléctrico (Bertani, 2016).

### *1.1.2. Generación de energía eléctrica a partir de energía geotérmica.*

Las plantas de energía geotérmica en operación en la actualidad son esencialmente de tres tipos: vapor seco, flash y binario. Un depósito de vapor seco (como los géiseres en Estados Unidos de América y Larderello en Italia) produce vapor, pero muy poca agua. El vapor se canaliza directamente a una planta de energía de vapor seco para proporcionar energía y hacer funcionar las turbinas *Figura 1-4*. El vapor gastado (agua condensada) se puede utilizar en el sistema de enfriamiento de la planta y se inyecta de nuevo en el depósito para reponer el agua y niveles de presión.

## SISTEMA ABIERTO

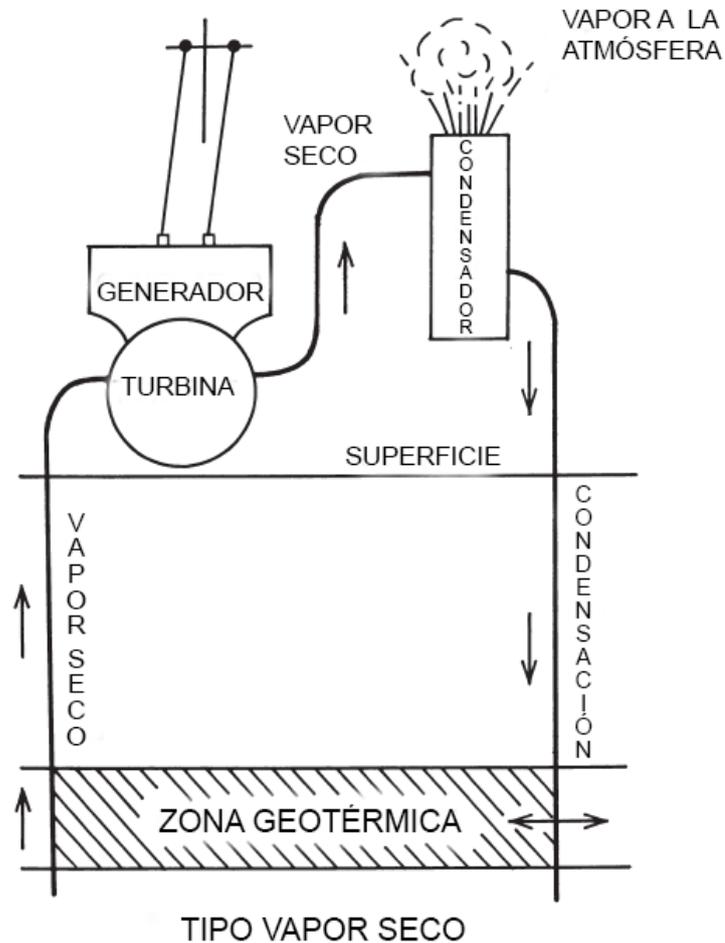


Figura 1-4 Principio de Funcionamiento de una planta geotérmica de tipo vapor seco (Harsh & Sukanta, 2007).

En un reservorio de Agua caliente (como el de Wairakei en Nueva Zelanda) se utiliza una planta tipo Flash, en la que los fluidos calientes con temperaturas generalmente superiores a  $180^{\circ}\text{C}$  se llevan a la superficie a través de un pozo de producción donde, al ser liberados de la presión en la que se encuentra el reservorio profundo, parte del agua se convierte en vapor en un “Separador”. A continuación, el vapor alimenta las turbinas *Figura 1-5*. El vapor se enfría y se condensa, se usa en el sistema de enfriamiento de la planta o se inyecta nuevamente en el depósito geotérmico. Las plantas de vapor flash son las más comúnmente utilizadas para la generación eléctrica,

principalmente porque la mayoría de los reservorios geotérmicos están formados por sistemas hidrotermales dominados por líquidos.

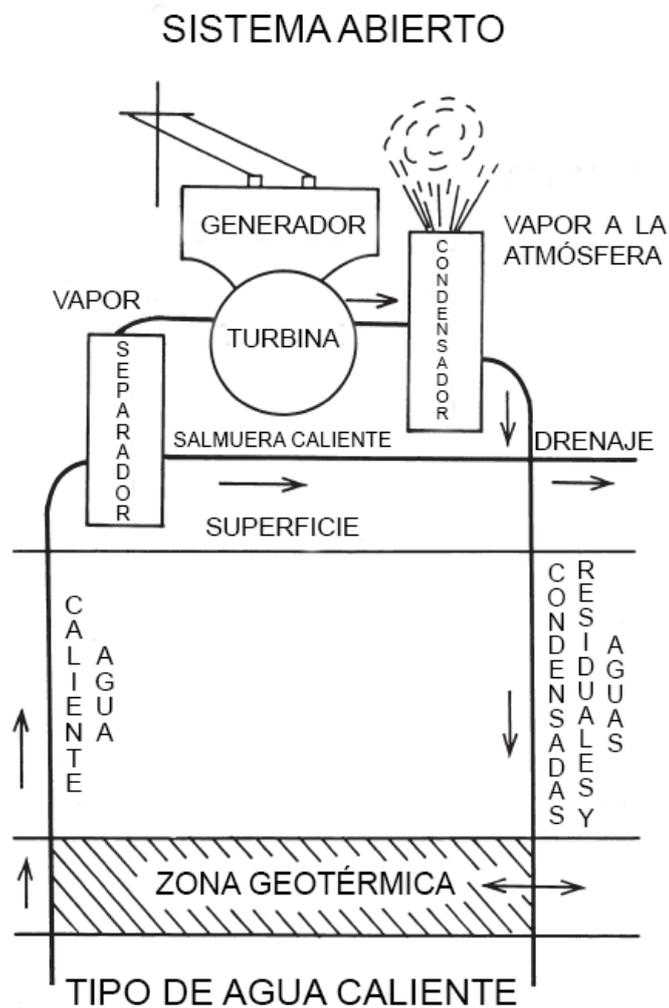


Figura 1-5 Principio de funcionamiento de una planta geotérmica tipo agua caliente (Harsh & Sukanta, 2007).

A diferencia de las plantas de vapor seco y tipo flash, el agua o el vapor del depósito geotérmico nunca entra en contacto con las unidades de turbina y generador *Figura 1-6*. Esta tecnología relativamente reciente ha dado como resultado la utilización de recursos geotérmicos de reservorios más pequeños en todo el mundo utilizando unidades binarias de baja capacidad y la selección adecuada de un fluido binario estable. La otra ventaja con unidades tan pequeñas es que se pueden conectar en cascada de manera rentable para una utilización óptima de los recursos siempre que sea posible y según las demandas de energía ([Harsh & Sukanta, 2007](#)).

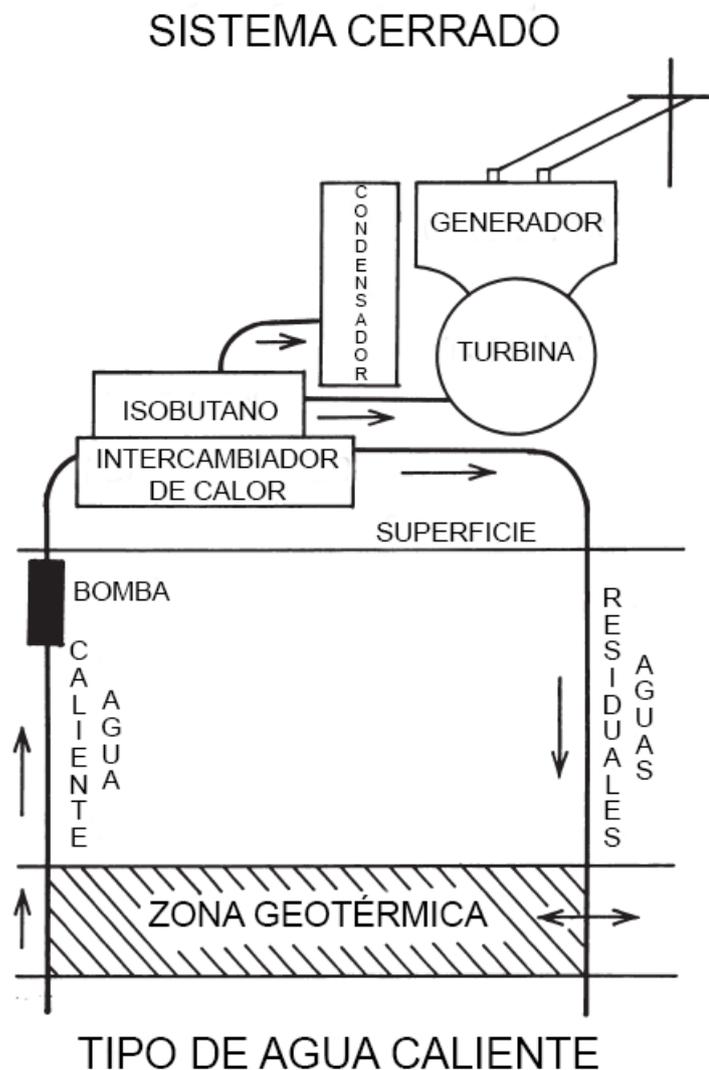


Figura 1-6 Principio de funcionamiento de una planta geotérmica binaria, utilizando isobuteno como líquido de trabajo secundario ([Harsh & Sukanta, 2007](#)).

## 1.2 Antecedentes del Estudio

La generación de energía geotérmica es más atractiva en las regiones volcánicas con fácil acceso a sistemas poco profundos de alta entalpía. Kenia tiene un alto potencial de energía geotérmica, que es apropiada para la generación de energía. Sin embargo, la mayoría de estos recursos no se han explorado ni evaluado en detalle. Este enorme potencial geotérmico sin explorar y la alta dependencia de la energía hidroeléctrica y las fuentes de energía de combustibles fósiles están estimulando los proyectos de exploración y desarrollo de energía geotérmica en Kenia (Maithya, 2020). Kenia se encuentra en el ecuador y se superpone al Rift de África Oriental, cubre un área de 581,309 km<sup>2</sup> con un terreno diverso y expansivo que se extiende aproximadamente desde el lago Turkana hasta el lago Victoria y más al sureste hasta el Océano Índico, limita con Etiopía al norte, con Uganda al oeste, Somalia al noroeste, Sudán del Sur al noroeste y Tanzania al sur y suroeste ver *Figura 1-7*. Los campos geotérmicos de alta entalpía en Kenia que forma parte del Rift de África Oriental, una zona estrecha que es un límite de placas tectónicas divergentes en desarrollo, donde la Placa Africana está en proceso de dividirse en dos placas tectónicas, la Placa Somalí y la Placa Nubia, a Razón de 2 a 7 mm anuales (Fernandes R.M.S, 2004). Ya se han identificado catorce prospectos geotérmicos de alta Entalpía. De estos prospectos, tres (Olkaria, Eburru y Menengai) han sido probados mediante perforación profunda para producción geotérmica. Estas perspectivas se asociaron con la actividad volcánica, relacionada con el rifting, en el piso del gran valle del rift. El campo geotérmico de Eburru se encuentra al sur del ecuador, a unos 20 km al norte del campo geotérmico de Olkaria en Kenia, y se sabe que tiene el pico más alto del valle del Rift con una elevación de unos 2800 m sobre el nivel del mar. Este campo ha sido estudiado por Kenya Electricity Generating Company (KenGen) desde 1987. En consecuencia, estos estudios llevaron a la

perforación de 6 pozos exploratorios y actualmente se desarrolla con un generador en boca de pozo de 2.5 MW de capacidad instalada (Maithya, 2020).

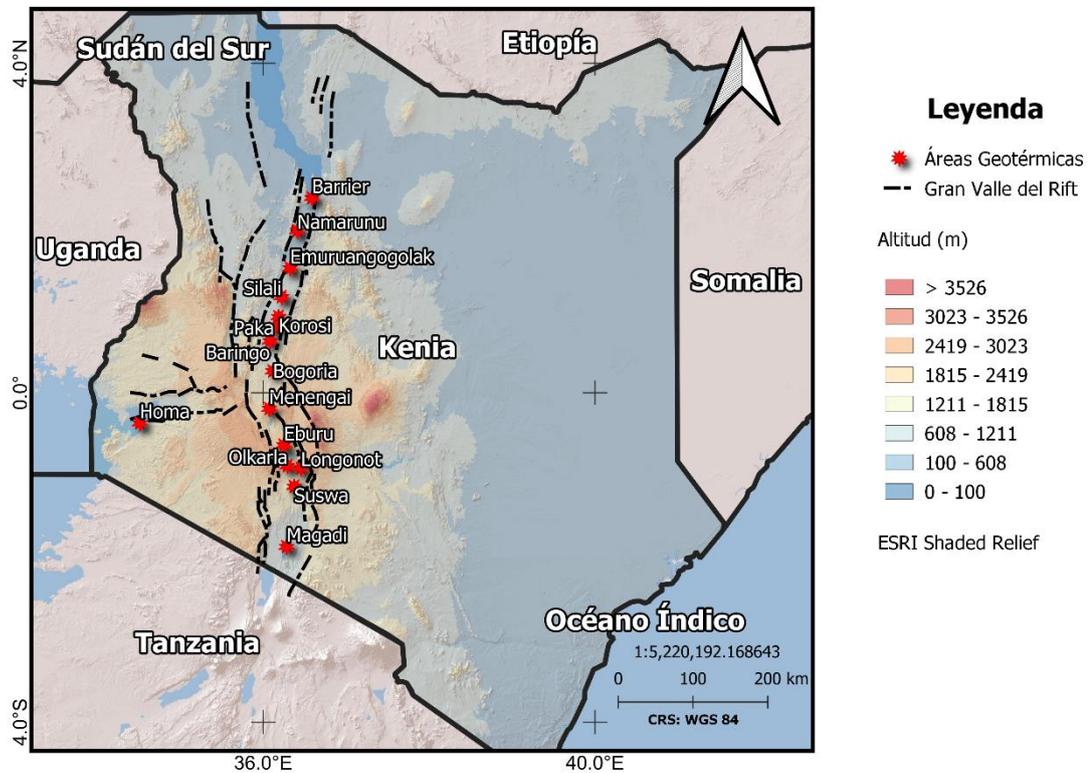


Figura 1-7 El Mapa de Kenia muestra la ubicación de las áreas geotérmicas (en rojo) y la estructura del Valle del Rift (línea negra punteada)

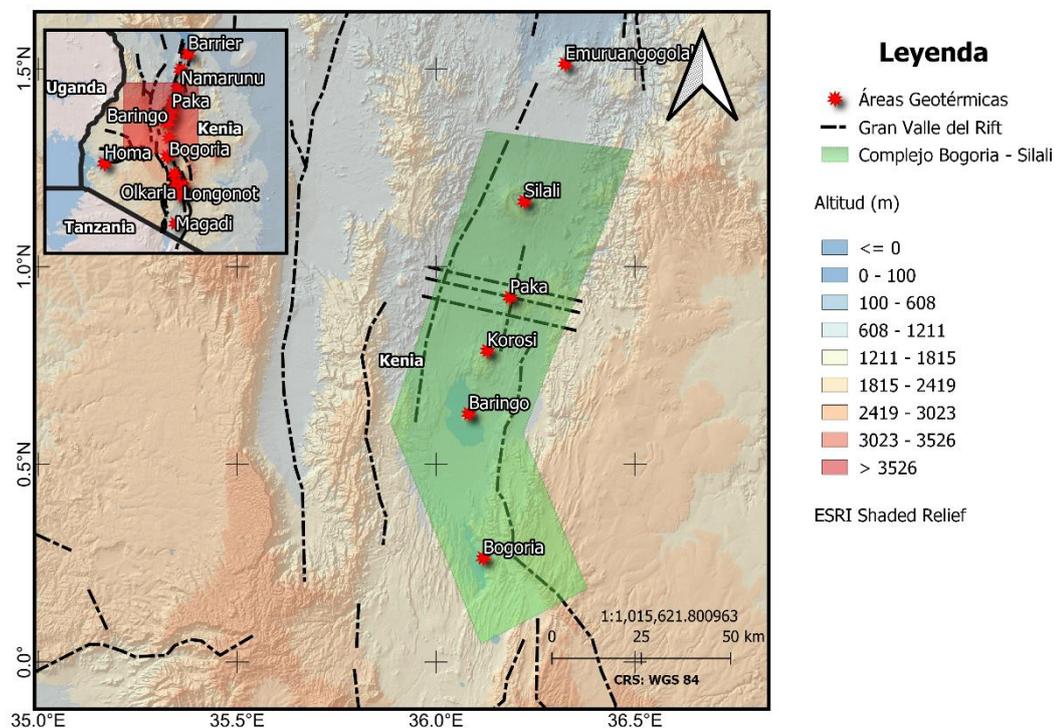
### 1.2.1 Estado Geotérmico en Kenia.

Kenia está dotada con una enorme cantidad de recurso geotérmico debido a su posición geográfica, está situada sobre el Gran valle del Rift. La energía geotérmica tiene costos de producción de electricidad relativamente bajos, lo que la hace atractiva para los inversores (Maithya, 2020). La Energía geotérmica neta instalada en Kenia asciende a casi 1116 MW, colocándolo como el cuarto país con mayor capacidad neta instalada según (IRENA, 2017). La exploración de recursos geotérmicos en Kenia muestra que los complejos de volcanes cuaternarios del gran valle del Rift ofrecen las perspectivas más prometedoras para la exploración geotérmica debido a su entorno geodinámico y altas temperaturas indicativas de actividad magmática cerca de la superficie que produce

una anomalía geotérmica sustancial. Estas zonas con ventajas térmicas se asocian con los “máximos” locales del techo de la astenosfera caliente, desde donde se produce la transferencia de masa magnética preferencial hacia la superficie (Geotermica Italiana, 1987). Estos indicios alentadores de los recursos geotérmico-explotables han intensificado hasta ahora los estudios de exploración en estas áreas. La exploración de energía geotérmica en Kenia comenzó en la década de 1950 con la exploración de superficie que condujo a la perforación de pozos geotérmicos en los campos geotérmicos de Olkaria, Eburru y Menengai (Maithya, 2020).

### 1.2.2 Potencial del Campo geotérmico de Paka

El proyecto geotérmico Bogoria – Silali ver *Figura 1-8*, tiene un potencial estimado de 3000 MWe. El desarrollo de los campos geotérmicos del bloque Bogoria – Silali se realizará por fases. Teniendo 300 MWe como objetivos para la Fase I, esperando que los campos de Paka, Korosi y Silali contribuyan con 100 MWe cada uno. (GDC, 2019)



*Figura 1-8 Mapa de Kenia donde se muestran las ubicaciones del Proyecto Geotérmico Bogoria - Silali*

### *1.3. Estructura de la Disertación*

Esta disertación consta de 6 capítulos, los cuales describen el estudio realizado sobre la integración de la geología y los estudios geofísicos. Estos estudios debían delinear las estructuras que controlan el sistema geotérmico, la extensión del recurso geotérmico y estimar el potencial geotérmico del campo de Paka.

**Capítulo 1:** Este capítulo describe los antecedentes del estudio, la información general sobre la producción de energía geotérmica, un breve recorrido por estado de la geotermia en el mundo y con un enfoque particular en Kenia. Asimismo, también se da una descripción de la estructura de la Tesis.

**Capítulo 2:** Este capítulo se centra en las diversas características que definen el área geotérmica de Paka. Se realiza un recorrido por la geología de la zona de estudio, el entorno tectónico. Posteriormente se presenta una metodología sistematizada para el estudio de lineamientos a partir de Imágenes Satelitales y Modelos de Elevación Digital, y la presentación de resultados junto a un diagrama de Rosa.

**Capítulo 3:** Este capítulo presenta el método magnetotelúrico (MT). Explica cómo el método mide la estructura de resistividad del subsuelo desde la superficie de la tierra. Las propiedades eléctricas de los materiales terrestres típicos y se hace un recorrido bien detallado de las ecuaciones que gobiernan el cálculo de la resistividad.

**Capítulo 4:** Este capítulo aborda todo el proceso previo a la inversión magnetotelúrica, se hace un análisis de la dimensionalidad del medio, para estimar el tipo de inversión (1D, 2D o 3D) es la más adecuada para los datos MT del campo geotérmico de Paka.

**Capítulo 5:** Este capítulo presenta los resultados de las inversiones magnetotelúricas realizadas y se hace un breve recorrido por las ecuaciones que gobiernan el software utilizado.

**Capítulo 6:** Este capítulo presenta las conclusiones del estudio.

# Capítulo 2

## 2. Campo Geotérmico de Paka Kenia

### 2.1. Volcán de Paka

Paka es una de las perspectivas geotérmicas en el Rift de Kenia. Está definido como un volcán Escudo y se caracteriza por una intensa y generalizada actividad geotérmica en la superficie que se manifiesta en forma de fumarolas, suelos calientes y rocas alteradas hidrotermalmente (Dunkley, 1993).

El volcán de Paka está situado 25 km al norte del Lago Baringo, Está limitado por la latitud 00 55'N y la longitud 36 12'E y se eleva a una altitud de 1691m. El volcán de Paka se encuentra en el canal interior del Rift de Kenia. El macizo del volcán se extiende sobre un área de unos 280 km<sup>2</sup> y se eleva entre 600 m y 700 m sobre el nivel del Rift (Achieng, Mutua, Mibei, Olaka, & Wawa, 2017).

El volcán central (Paka) que se eleva a una altura de 1967 m, está rodeado de llanuras al norte, sur, oeste y este. En la cima, la caldera bien conservada tiene aproximadamente 1.5 km de diámetro y está llena de flujos basálticos jóvenes ver *Figura 2-1* . Varios cráteres están alineados en dirección NNE. El volcán está cortado en sus flancos central y oriental por un enjambre de fallas en orientación NNE. La superficie es rocosa y accidentada, cubierta por una capa baja de matorrales y arbustos (Dunkley, 1993).

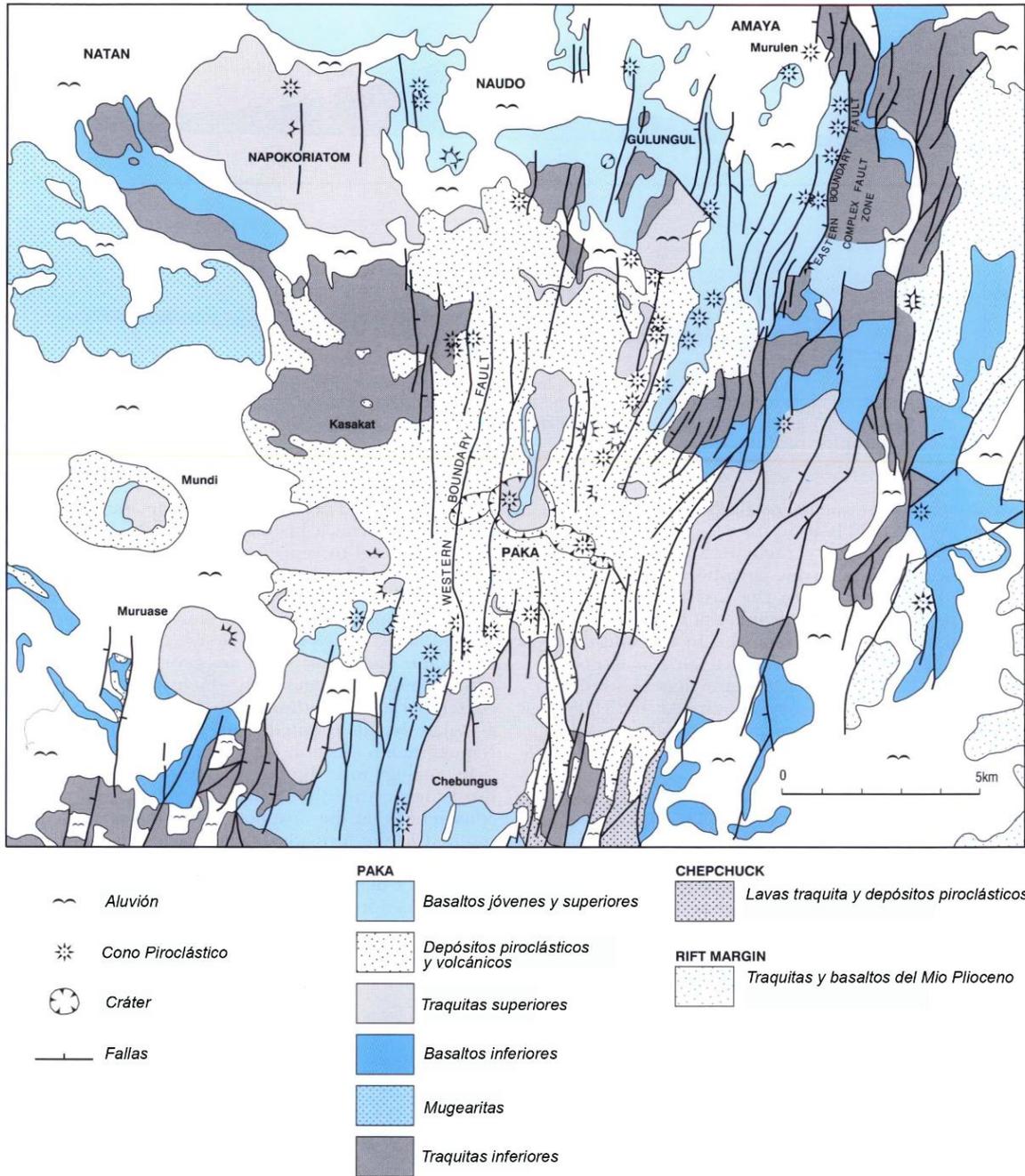


Figura 2-1 Mapa geológico simplificado del volcán Paka traducido de (Dunkley, 1993)

## 2.2. Entorno Geológico

Paka se compone de lavas traquitas y basálticas además de depósitos piroclásticos ver Figura 2-1. La geología de Paka parece estar muy influenciada por el tectonismo y el vulcanismo. La historia evolutiva se puede dividir ampliamente en dos periodos de vulcanismo Traquíticos separado por actividad basáltica y fallas. La actividad volcánica comenzó por los 390 Ma y ha

continuado dentro de los 10 Ma. Gran parte de los escudos que forman lavas están cubiertos por depósitos piroclásticos traquíticos que se ven para cubrir las áreas alrededor del volcán (Achieng, Mutua, Mibei, Olaka, & Wawa, 2017). Las estructuras identificadas en el volcán de Paka son principalmente fallas ver *Figura 2-2*.

### *2.3. Estudio de Lineamientos Utilizando Imágenes Satelitales.*

Los lineamientos geológicos son una de las principales características de la corteza terrestre que presentan un gran interés científico en función de generar estudios que ayuden a identificar y evaluar indicadores de zonas de fracturación que influyen en la prospección petrolera, gasífera e hidrogeológica de la misma forma identificar zonas propensas a movimientos de masa. Se realizó un estudio cuantitativo de lineamientos para determinar la longitud y patrones direccionales de conjuntos de lineamientos sobre estructuras geológicas. En este Estudio se utilizó una combinación de bandas sin nubes de Landsat 8 Operational Land Imager (OLI)/ Thermal Infra-Red Scanner (TIRS) C1 Level – 1 path/row 169/59 adquirido el 24 de agosto de 2021, se integró con el mapa geológico y se analizó junto a un mapa de Relieve (red relief) procesado a partir de un Mapa Digital de Elevación (DEM por sus siglas en inglés) obtenido de la Instalación de Satélites de Alaska (ASF por sus siglas en inglés) ALOS Palsar (ALOS Phased Array type L-Band Synthetic Aperture Radar). Conjunto de datos, cortesía de los Centros de Archivo Activo Distribuido (DAAC), que son parte del Sistema de Información y Datos del Sistema de observación de la Tierra (EOSDIS) administrado por el Sistema de Información y DATOS DE Ciencias de la Tierra (ESDIS), todos propiedad de la NASA. El procesamiento se llevó a cabo en el Software Quantum GIS mejor conocido como QGIS en su versión 3.16 (QGIS, 2022). Dando como resultado la *Figura 2-2*

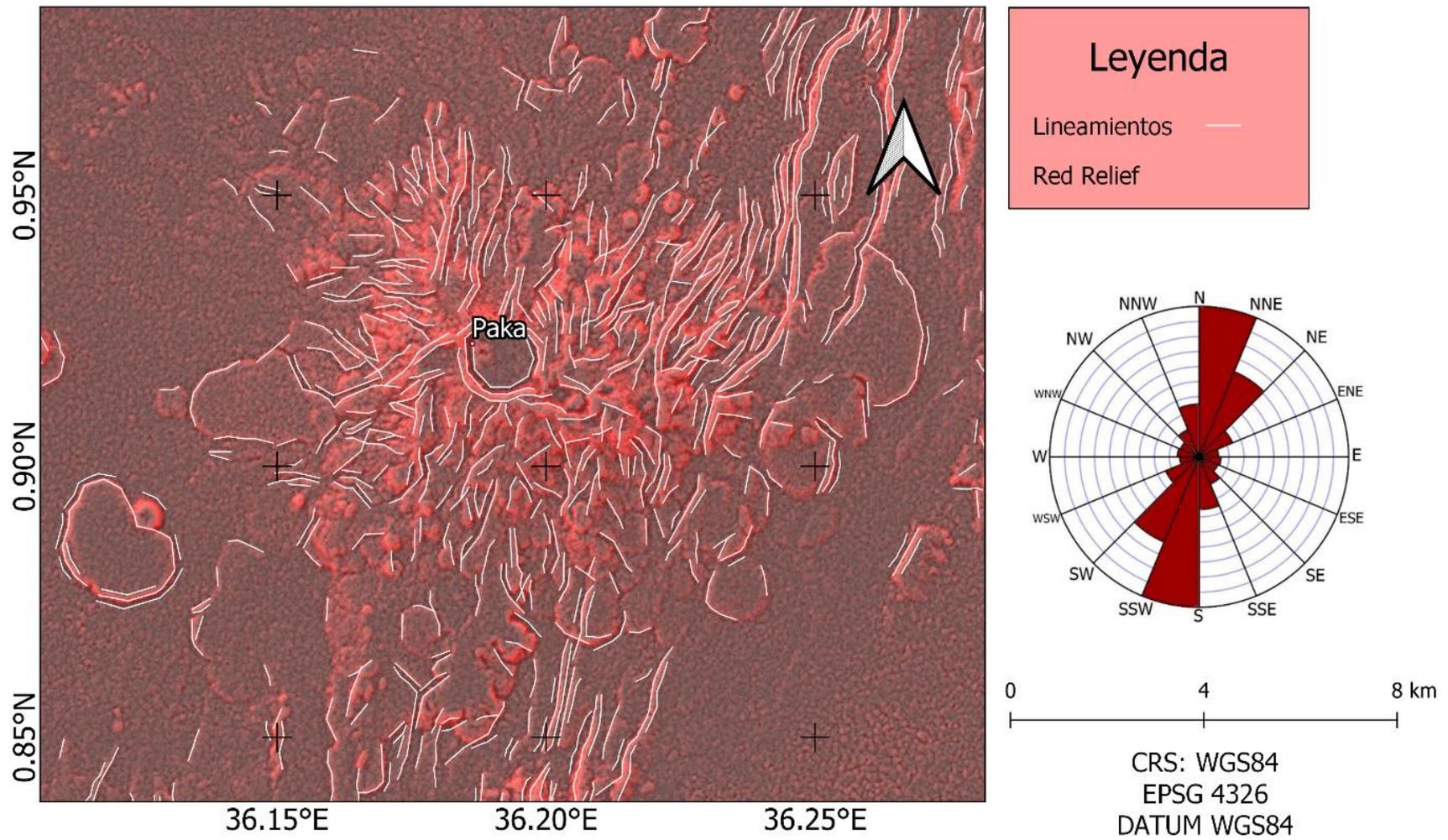


Figura 2-2 Mapa y diagrama de Rosas que muestra la tendencia de los lineamientos del volcán de Paka y áreas vecinas.

### *2.2.1 Introducción a la Teledetección.*

Se sabe que las primeras incursiones en el mundo de la teledetección se remontan al año 1859, cuando Gaspar Feliz de Tournachon logro obtener las primeras imágenes fotográficas aéreas desde un globo cautivo. James Wallace, al año siguiente, intento replicar el experimento de Tournachon pero esta vez sobre la ciudad de Boston y este último logro poner en evidencia el gran interés y potencial de la nueva perspectiva aérea para un conocimiento más detallado de la organización urbana. Si avanzamos un poco más en la historia a los años siguientes, se produjeron importantes avances en la observación fotográfica aérea, esto se debió en gran manera a los procesos realizados en ópticas. En el 1909, Wilbur Wright adquirió la primera fotografía aérea, abriendo camino a una larga historia de observación desde plataformas remotas. La primera cámara aérea propiamente dicha se desarrolló durante la primera Guerra Mundial en 1915. Posteriormente se desarrollaron técnicas de adquisición y procesado fotográfico. La aplicación de estas innovaciones se desarrolló posteriormente para usos civiles, desarrollándose las primeras aplicaciones de esta exploración aérea para el control y conocimiento de los recursos naturales. A finales de la década de los 50, el desarrollo de los sistemas de navegación permitió concebir los primeros ingenios espaciales. La denominada “Guerra Fría”, dirigió hacia el espacio uno de sus objetivos preferentes: el satélite soviético Sputnik en 1957. A partir de este avance, le siguen una larga serie de misiones civiles y militares, que han permitido no sólo la exploración del Planeta, sino también de la Luna y los planetas vecinos. (Sanchez Jara, 2012)

### *2.3.2. Metodología*

Se diseño una metodología que permite obtener un mapa de lineamientos para cualquier zona que se desee analizar teniendo como primicia la utilización únicamente de software libre. Esta metodología para la generación del mapa de lineamientos se basa en un algoritmo compuesto por una serie de técnicas de procesamiento digital de imágenes (TPDI) ver las cuales en sus

primeras fases tienen como objetivo corregir las imágenes (bandas) de Landsat 8 para su posterior tratamiento con el objetivo de resaltar irregularidades del terreno en la zona de estudio y poder generar el mapa final de lineamientos. Posterior a la selección del paquete de imágenes a tratar que dependen del criterio del usuario final, se hacen correcciones radiométricas y atmosféricas, se hace un refinado pancromático (Pansharpening), además de generar combinaciones en falso RGB que resalten irregularidades de la zona, siguiendo con un estudio de componentes principales que genera los primeros productos finales, complementando el estudio con una reclasificación altitudinal a los Modelos de Elevación Digitales y presentando el producto final junto a un diagrama de Rosas para visualizar las direcciones dominantes del mapa de lineamientos.

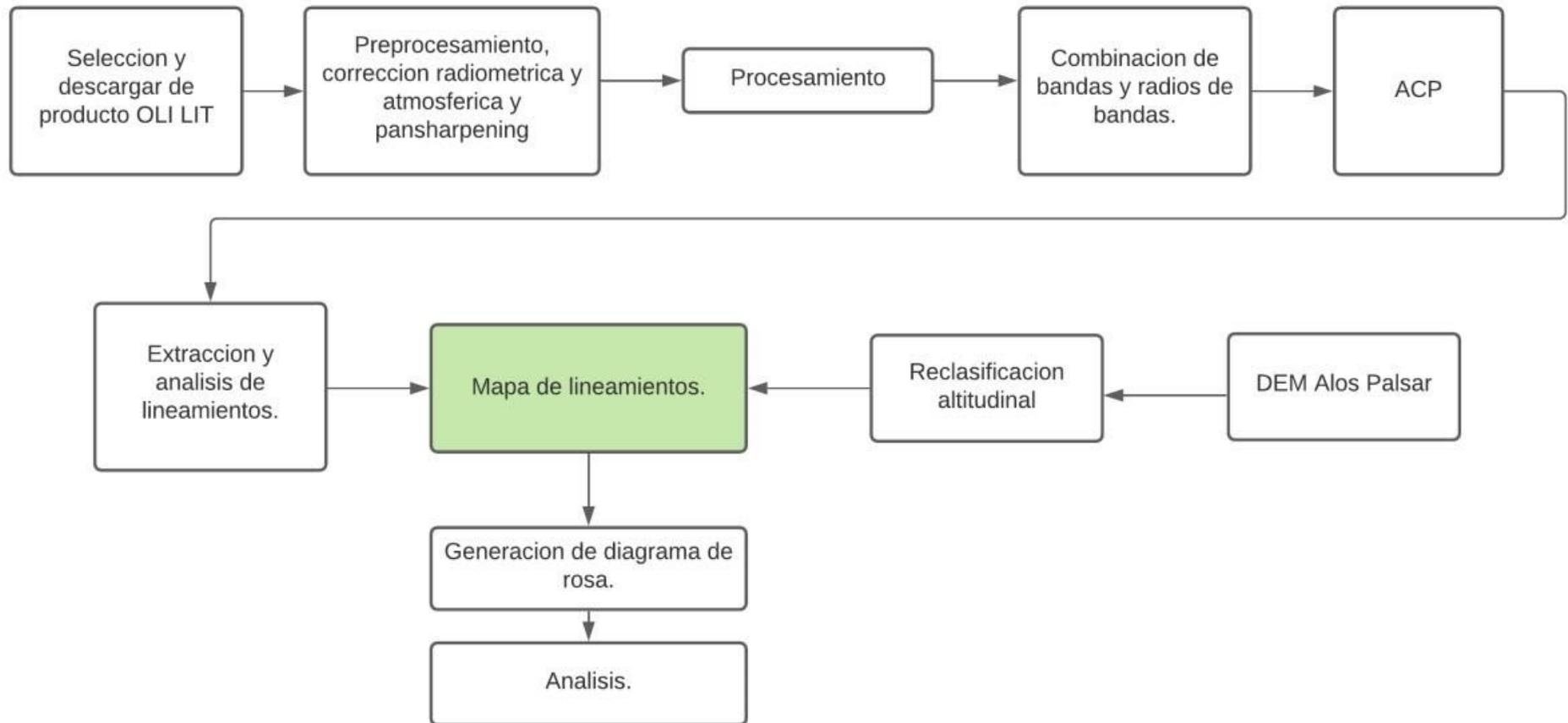


Figura 2-3 Algoritmo diseñado para la generación del mapa de lineamientos.

### 2.3.3. Selección del Producto

Una imagen satelital es una fotografía tomada por un satélite artificial, que muestra la geografía de un territorio específico, ya sea una ciudad, un país o un cuerpo celeste, o también algún espectro determinado de ondas electromagnéticas, lo que se usa en la meteorología para determinar los fenómenos de tiempo significativos. En este caso particular se utilizaron imágenes satelitales Landsat 8 OLI/TIRS.

Landsat 8 es un satélite de observación de la tierra construido, lanzado y operado en la colaboración de la NASA con el USGS. El estudio de los datos se realiza mediante dos sensores principales. Los sensores satelitales capturan la información de la cobertura de la tierra obtenida a partir de la intensidad de radiación electromagnética, misma que proviene de la luz del sol reflejada sobre la superficie terrestre, sumada a la energía dispersada y reflejada por la atmósfera, conocida como radiancia. Esta información de intensidad es transformada a través de una ecuación lineal y almacenada en una representación discreta de números digitales (ND) que tienen una escala artificial definida según las características de almacenamiento de cada sensor específico, por ejemplo: 8bits, 12bits y 16 bits. (Aguilar Arias, Mora Zamora, & Vargas Bolaños, 2014)

El satélite opera en luz visible, infrarrojo cercano, infrarrojo de onda corta e infrarrojo térmico (de onda larga). Las bandas del Landsat 8 están configuradas en 11 diferentes, en base a la longitud de onda de su visión ver *Tabla 2-1*. Uno de los sensores del Landsat 8, Operational Land Imager (OLI), usa 9 bandas en el espectro de la luz visible y el infrarrojo cercano. Otro de los sensores del Landsat 8, Thermal InfraRed Sensor (TIRS), opera en el rango de infrarrojos de onda larga (Longwave InfraRed Light). El satélite proporciona imágenes con una resolución moderada que varía en diferentes bandas desde 15 m por píxel en la más precisa hasta 100 m en el infrarrojo de onda larga, donde la precisión no es vital.

*Tabla 2-1 Especificación de Bandas del Satélite Landsat 8, del 1 al 9 son bandas espectrales OLI, 10 y 11 son bandas espectrales TIRS*

Sensor	Banda Espectral	Área de Uso	Ancho de Banda	Resolución
OLI	Banda 1	Coastal Aerosol	0.433 – 0.453 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 2	Blue	0.450 – 0.515 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 3	Green	0.525 – 0.600 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 4	Red	0.630 – 0.680 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 5	NIR	0.845 – 0.885 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 6	SWIR 1	1.560 – 1.660 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 7	SWIR 2	2.100 – 2.300 $\mu\text{m}$	30
OLI	Banda 8	Panchromatic	0.500 – 0.680 $\mu\text{m}$	15
OLI	Banda 9	Cirrus	1.360 – 1.390 $\mu\text{m}$	30
TIRS	Banda 10	Thermal Infrared 1	10.30 – 11.30 $\mu\text{m}$	100
TIRS	Banda 11	Thermal Infrared 2	11.50 – 12.50 $\mu\text{m}$	100

Durante el seguimiento de la cubierta terrestre es posible seleccionar una o varias bandas espectrales del Landsat 8 para crear una imagen más clara debido a las necesidades especificadas de los diferentes tipos de investigación, es posible utilizar imágenes en falso color para mejorar el aspecto visual de los datos. La oportunidad que se ofrece es la de sustituir el color verdadero de la imagen por el color requerido. Con las bandas 2,3,4 (filtros azul, verde y rojo respectivamente) juntas se pueden crear combinaciones de banda de color o imágenes RGB normales de luz visible. El objetivo básico de estos filtros es crear un mapa visual de la zona. También se utilizan para estudios urbanos. La banda 8 es la pancromática, es decir, en blanco y negro, ya que recoge el mayor número posible de espectros en un solo canal, lo que le permite obtener imágenes más nítidas que en cualquier otra. Debido a que el sensor captura más luz, su resolución es de 15 m por píxel, frente a los 30 m de otros. Cuando se necesitan imágenes más precisas para investigar es posible afinar la foto añadiendo bandas en la combinación. El refinado pancromático de una imagen de mayor resolución con imágenes multispectrales de menor resolución permite mejorar la resolución de estas últimas y aumentar su valor informativo. Las bandas 5, 4, 3 son, respectivamente: la 5, que va de color falso al escarlata; la 4, verde; y la 3, azul. Combinando estas bandas obtenemos un falso RGB que nos facilitaría a observar más fácilmente la vegetación, el color rojo indica las plantaciones (los

bosques de coníferas se reflejan en un rojo más oscuro o incluso marrón en comparación con los de hoja caduca); los colores verde y azul, zonas urbanas, y las masas de agua se acercan al color negro. Otra de las bandas espectrales de Landsat 8 es la banda 1 (azul profundo/violeta): esta es capaz de recoger el color azul profundo y, por consiguiente, ayuda a vigilar las costas, así como a distinguir las partículas de polvo o humo en el aire. En Landsat 8, las bandas espectrales 6 y 7 utilizan diferentes partes del infrarrojo de onda corta y son útiles para controlar las rocas y los suelos. Como el espectro es absorbido casi totalmente por el agua, refleja fácilmente las fuentes de agua al analizar la imagen. También se emplean para investigaciones ecológicas y geológicas debido a sus propiedades.

### *2.3.4. Corrección Radiométrica*

La corrección radiométrica es una de las vías para tratar los valores de píxel de una imagen satélite para obtener valores de intensidad homogéneos equilibrando histogramas o corrigiendo imperfecciones presentes en los píxeles. Entre los diversos motivos que influyen en estas distorsiones de las imágenes satélite encontramos fallos de los propios sensores, alteraciones en el movimiento del sensor o instrumento a bordo del satélite/avioneta o la interferencia de la atmósfera.

Las distorsiones y ruidos en las bandas harán que las imágenes ofrezcan artefactos en la vista, muestren ausencias de datos o niveles de color irregulares por la acción de la presencia atmosférica. Esta última parte es una de las más relevantes a la hora de trabajar con nuestras imágenes satélite y conseguir tratar las bandas multispectrales para corregir los valores de reflectividad de los píxeles. En algunos casos las estaciones receptoras llevan a cabo algún tipo de corrección en el momento de recepción de la imagen. La corrección radiométrica implica por una parte la restauración de líneas o píxeles perdidos y por otra la corrección del bandeo de la imagen.

### 2.3.5. *Corrección Atmosférica*

Desde el Sol hasta la tierra y de vuelta al sensor, la energía electromagnética pasa a través de la atmósfera dos veces. La absorción y la dispersión modifican la radiación de energía electromagnética (EM) en la atmósfera. La irradiancia es la radiación solar descendente. La radiación es la radiación aflorante de la Tierra hacia el sensor. La absorción reduce la intensidad con un efecto nebuloso. La dispersión redirige la energía EM en la atmósfera causando un efecto adyacente donde se comparten los píxeles vecinos. Estos dos procesos afectan a la calidad de una imagen y son el principal impulsor de la corrección atmosférica. La corrección atmosférica es un proceso que se aplica a las imágenes digitales, con el propósito de eliminar el efecto de los aerosoles y la radiancia intrínseca que se introduce en el sensor y se ve reflejado en la imagen, como producto de la interacción del sensor con la atmósfera. Con el proceso de corrección atmosférica se logra mejorar la calidad visual de la imagen; así como, eliminar el componente intrusivo de la atmósfera. (Aguilar Arias, Mora Zamora, & Vargas Bolaños, 2014)

### 2.3.6. *Procesamiento*

La etapa de procesamiento consiste en el recorte de las imágenes en formato Ráster importadas a QGIS, este procedimiento se realiza para evitar el procesamiento innecesario ya que en caso contrario se decide trabajar con todo el lienzo de la imagen se alargan innecesariamente los tiempos de espera para el procesamiento, además una zona bien delimitada siempre es preferible para la etapa de análisis.

### 2.3.7. *Combinación de Bandas*

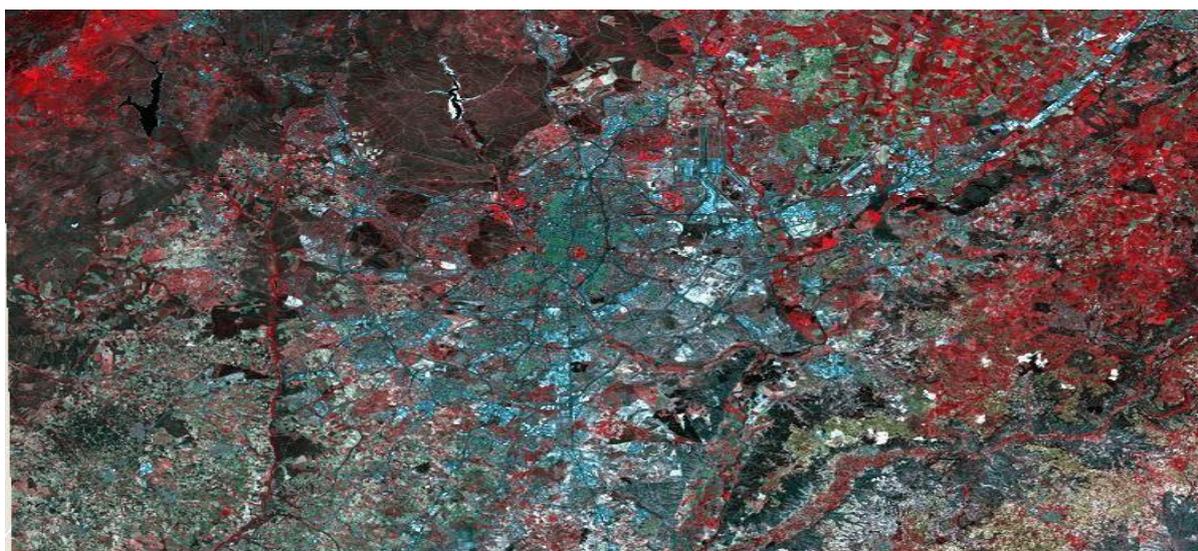
Los filtros o composiciones RGB de imágenes satélite, son una de las técnicas de análisis en la teledetección que se pueden emplear para identificar elementos territoriales como la vegetación, masas de agua, explosiones de algas o presencia de incendios entre las opciones más tradicionales. Un sencillo juego de bandas permite filtrarlas a través de tres canales de color (rojo, verde y azul) para componer imágenes realzando estos elementos territoriales gracias a

su comportamiento en el espectro electromagnético. Desde los SIG de escritorio hasta las plataformas de teledetección online pueden realizar las composiciones de imágenes satélite a color natural o a falso color ya sea descargando las imágenes o procesándolas en la nube. A través de los asistentes de composición, se pueden incorporar por los canales rojo, verde y azul, su correspondiente banda de análisis para generar la imagen a falso color. Herramientas como ArcGIS, QGIS, SNAP o ENVI son capaces de vincular las tres bandas de análisis a su correspondiente canal de color.

Existen varias combinaciones de bandas utilizadas para diferentes aplicaciones, las más comunes son:

### ***Infrarrojo***

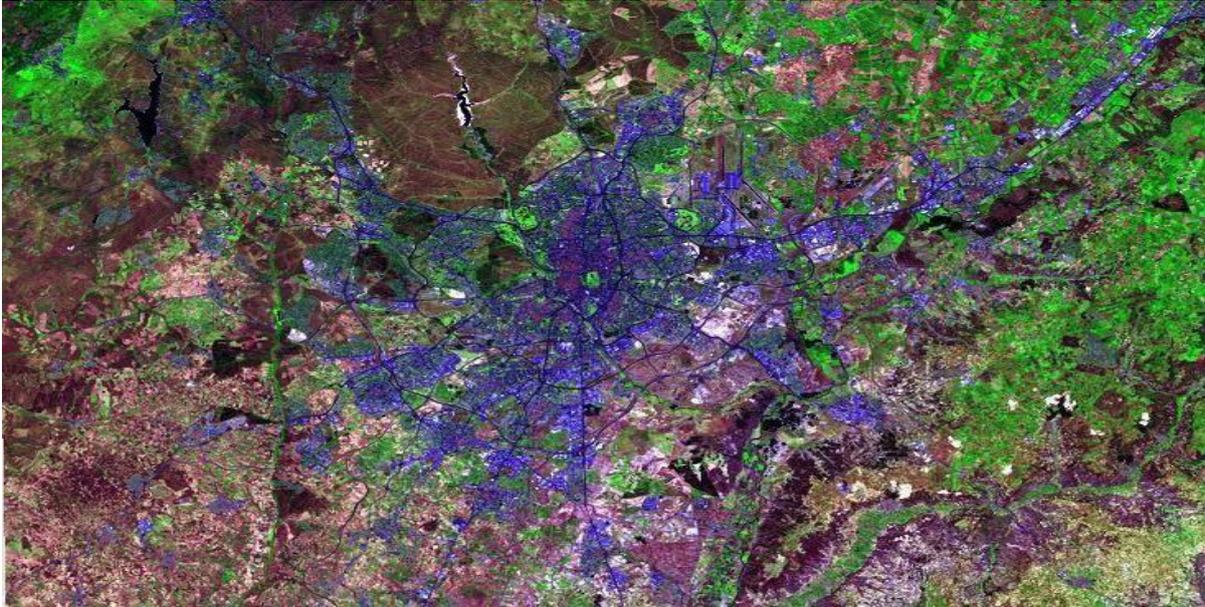
Esta combinación de bandas (5,4, 3 en Landsat 8) tiene buena sensibilidad a la vegetación verde (la cual aparecerá representada en una tonalidad roja), debido a la alta reflectividad en el infrarrojo y la baja en el visible, y representa de forma clara caminos y masas de agua. Además, muestra bosques coníferos con un rojo más oscuro mientras que los bosques caducifolios lo hacen con un rojo más claro.



*Figura 2-4 Ejemplo de combinación Infrarrojo usando bandas 5,4,3 del Landsat 8 para resaltar en rojo la vegetación.*

### ***Uso Agrícola***

Con la combinación de bandas 6, 5, 2 en Landsat 8 podemos realizar análisis para la detección de zonas de uso agrícola. Donde los campos con estos fines aparecerán representados en una tonalidad verde brillante.



*Figura 2-5 Ejemplo de combinación tipo Uso Agrícola con las bandas 6,5,4 del Landsat 8 donde se resaltan en verde brillante las zonas agrícolas*

### ***Estudios de Vegetación***

Para la detección de vegetación en un estado saludable se utiliza la combinación de bandas 5,6,2 en Landsat 8, resaltando la vegetación saludable en un tono rojo.



*Figura 2-6 Ejemplo de una combinación de las bandas 5,6,2 para resaltar la vegetación saludable en tonos rojos*

### ***Falso color para detección de zonas urbanas***

Las áreas urbanas aparecen en tonos magentas mientras que las praderas o pastos se representan en tonos verdes claros. De verde oliva a verde brillante indica áreas forestales (en general los bosques de coníferas son más oscuros que los de caducifolias). Este análisis puede realizarse con una combinación de bandas 7, 6, 4 en Landsat 8.



*Figura 2-7 Ejemplo de combinación de Falso color para resaltar zonas urbanas en tonos magentas utilizando bandas 7,6,4 en Landsat 8*

*Color Natural*

Esta combinación suele llamarse “color natural” pues involucra a las tres bandas visibles y se le asigna a cada una de ellas su verdadero color, resultando una combinación que se aproxima a los colores naturales de la escena. Podemos generarla utilizando la combinación de bandas 4,3,2 en Landsat 8.



*Figura 2-8 Ejemplo de combinación RGB real utilizando las bandas 4,3,2 de Landsat 8*

### *Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada NDVI*

El NDVI es un índice de vegetación que se utiliza para estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación con base a la medición de la intensidad de la radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite o refleja. Para obtener este índice debemos operar con las bandas del Landsat 8 de la siguiente forma:  $(5-4)/(5+4)$ .



Figura 2-9 Ejemplo del resultado de operar las bandas 5 y 4 de Landsat 8 para estimar el NDVI

### 2.3.8. *Análisis de Componentes Principales (ACP)*

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una técnica de la estadística multivariada que permite la síntesis de la información, o reducción de las variables. Esta técnica permite reducir un determinado número de datos a un número menor de variables teniendo en cuenta la correlación existente entre ellas y perdiendo la menor cantidad de información posible. Los componentes principales o factores obtenidos obedecen a una combinación lineal de las variables originales, y además son independientes entre sí.

Para estudiar las relaciones que se presentan entre el conjunto de N variables correlacionadas entre sí, se transforman el conjunto original de variables en otro conjunto de nuevas variables

correlacionadas entre sí, al cual se le llama componentes principales. Se busca un conjunto de  $M$  variables que sean combinaciones lineales de las  $N$  originales (donde se cumple que  $M < N$ ), recogiendo la mayor parte de la información o variabilidad de los datos. Si no existe una correlación entre las variables originales, entonces no tiene sentido realizar un análisis de componentes principales.

En el caso de la teledetección, dos bandas situadas muy cerca en el espectro electromagnético tendrán una elevada correlación. Así, en el caso de Landsat, las tres bandas del visible (muy próximas) aparecen muy correlacionadas, las bandas del infrarrojo cercano (más distantes) aparecen algo menos correlacionadas, y el infrarrojo térmico muy poco correlacionado (en definitiva, se trata de una banda de naturaleza completamente diferente). Por tanto, la dimensionalidad de una imagen de satélite es inferior al número de bandas

La interpretación de los factores que componen el ACP, será deducida tras observar la relación de los factores con las variables iniciales (habrá, pues, que estudiar tanto el signo como la magnitud de las correlaciones). Esto no siempre es fácil, y será de vital importancia el conocimiento que se tenga sobre el tema que se esté analizando.

Con el análisis de componentes principales se obtiene:

- Los mapas de los valores de los componentes, puesto que la varianza de los primeros componentes es mayor que las de los últimos los primeros componentes aparecerán con mayor contraste que los últimos.
- Los valores propios para determinar el porcentaje de varianza explicada por cada componente.
- La matriz de vectores propios que nos permitirá determinar cuál es el peso de cada variable en cada componente.

### 2.3.9. *Filtrado Espacial*

Otra técnica para que produce buenos resultados en el proceso de generación de lineamientos es el *filtrado espacial*, o *filtros en el dominio del espacio*. Básicamente se trata de seleccionar una banda adecuada (en nuestro caso la banda 5) y aplicar las técnicas de filtrado espacial, algunas de ellas se encuentran en QGIS por defecto sin embargo algunas otras se deben agregar por separado, para su comprensión es importante manejar algunos conceptos como el de frecuencia espacial, para ello debemos tener claro que todas las imágenes contienen detalles, algunos detalles marcados y otros detalles no tan marcados, estos detalles están compuestos por transiciones de brillo que varían en ciclos que van del oscuro al claro y vuelta al oscuro, la tasa a la cual el brillo varía completando un ciclo es su frecuencia espacial.

Una imagen puede filtrarse para acentuar o eliminar una banda de frecuencias espaciales, tales como las altas frecuencias o las bajas frecuencias. Estas operaciones de procesamiento digital de imágenes se conocen como operaciones de filtrado espacial o filtros en el dominio del espacio. Otras operaciones de filtrado espacial permiten resaltar solamente las transiciones abruptas en la imagen, tales como bordes de objetos. Estas constituyen un subconjunto de las operaciones de filtrado espacial y se conocen como operaciones de realce de bordes. Los realces de bordes son implementados a través de filtros espaciales. Los más utilizados son: desplazamiento y sustracción, filtros Laplacianos para bordes, gradiente de Prewitt, Roberts, Sobel y Kirsch. Igualmente, si volvemos al objetivo de este estudio en referencia al realce de bordes, se extraen las variaciones en valores de números digitales (DN) a lo largo de pixeles vecinos, o cambios de alta frecuencia espacial, también es llamado filtraje de paso alto o realce textural; una de las principales aplicaciones en investigación geológica del filtraje de paso alto es para realzar los sistemas lineales, para facilitar la interpretación de fracturas y juntas, entre otras.

### 2.3.10. *Primer Producto Final*

Cumpliendo con cada uno de los pasos anteriores obtenemos el primer mapa de lineamientos faltando cotejar con el Modelo de Elevación Digital, aunque hasta este momento tenemos un resultado bastante aceptable cotejar con el relieve nos permite verificar si los lineamientos obtenidos coinciden con las fallas o estructuras geológicas que nos interesan para el estudio.

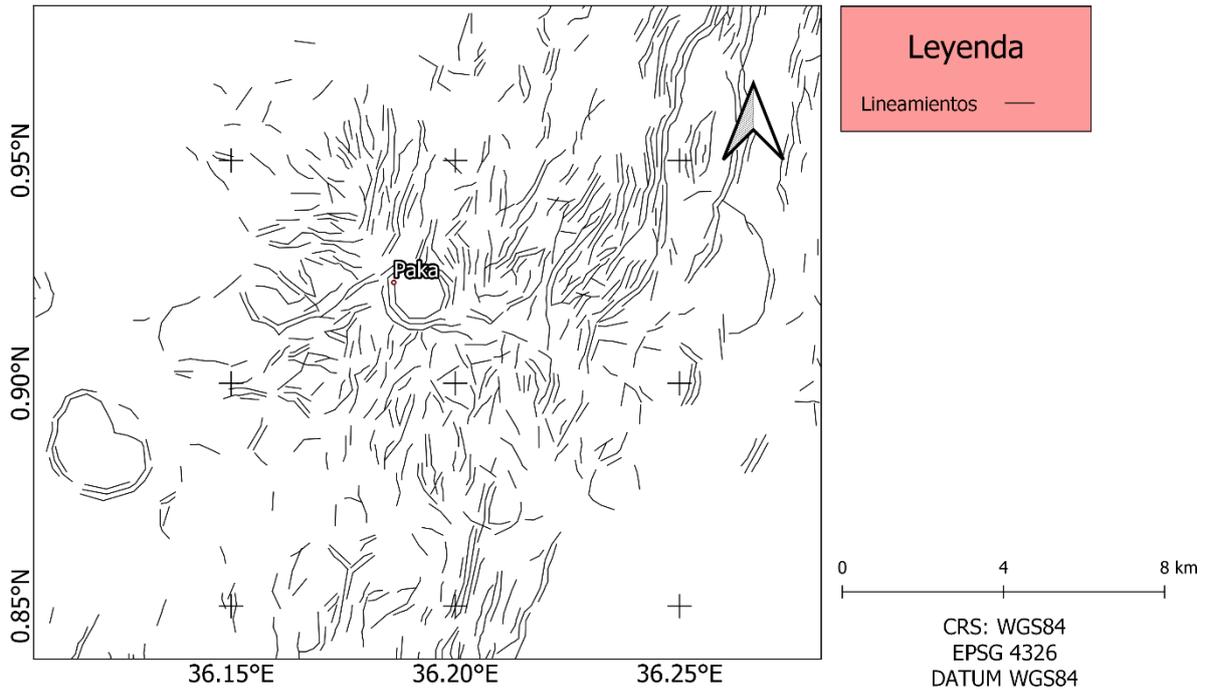


Figura 2-10 Primer mapa de lineamientos obtenido luego del filtrado digital.

### 2.3.11. *Modelo de Elevación Digital.*

Un modelo de elevación digital (DEM) es la representación digital de la elevación de la superficie terrestre con respecto a un dato de referencia dado. DEM se usa frecuentemente para referirse a cualquier representación digital de una superficie topográfica y es la forma más simple de representación digital de la topografía. Los DEM se utilizan para determinar los atributos del terreno, como la elevación, la pendiente y el aspecto en cualquier ubicación. La mayoría de los DEM están basados en geoides y requieren una corrección antes de que puedan usarse para la corrección del terreno. El DEM incluido en un producto ASF RTC se convirtió

de la altura ortométrica del DEM de origen a la altura del elipsoide. ASF ha producido productos con resoluciones de 12.5 m y 30 m. La creación de productos corregidos radiométricamente del terreno (RTC) es un proyecto de Alaska Satellite Facility que hace que los datos SAR sean accesibles para una comunidad más amplia de usuarios. El proyecto corrige la geometría y la radiometría del radar de apertura sintética (SAR), y presentan los datos en el formato GeoTiff compatible con GIS. (ASF, 2022)

El lanzamiento de nuevos productos ALOS PALSAR RTC comenzó en octubre de 2014 y se completó un año después. Los datos incluidos en el proyecto RTC son escenas polarimétricas y de haz fino en todas las áreas terrestres del mundo excepto en la Antártida, Groenlandia, Islandia y el norte de Eurasia.

Alos, es un sucesor mejorado del Satélite Japones de Recursos Terrestre 1 (JERS-1), fue lanzado desde el Centro Espacial Tanegashima de JAXA en enero de 2006. ALOS opera desde una órbita helio sincrónica a 691 km, con un ciclo de recurrencia de 46 días que lleva una carga útil de tres instrumentos de teledetección: el instrumento Pancromático de Teledetección para Mapeo Estéreo (PRISM), el Radiómetro Visible e Infrarrojo Cercano Avanzado tipo 2 (AVNIR-2) y el Radar Polarimétrico de Apertura Sintética de Banda L Phased Array (PALSAR). El sensor PALSAR tiene la capacidad de operar con una amplia gama de resoluciones y ángulos fuera del nadir en modo de polo simple, doble y cuádruple. (Borner, 2007)

### *2.3.12. Reclasificación Altitudinal.*

La información que se puede recopilar a partir de conjuntos de datos DEM de alta resolución depende en gran medida de los métodos de visualización. Entre los métodos de visualización más comunes se encuentran las técnicas de sombreado, como el sombreado de colinas. Sin embargo, en las imágenes de sombreado, las características pueden oscurecerse debido a su aspecto y las pequeñas diferencias de altura pueden no ser visibles a menos que se utilice la

exageración vertical. Aunque existen mejoras y soluciones como el sombreado multidireccional, aún no logran explotar toda la información almacenada en los DEM, especialmente cuando se trata de mapear topografías a pequeña escala. (Christoph, 2020)

(Yokoyama, Shirasawa, & Pike, 2002) introdujeron la apertura (topográfica) como un nuevo atributo topográfico, que es independiente de una fuente de luz y ayuda a visualizar concavidades y convexidades de superficies prominentes. La apertura se define como la media de múltiples (generalmente 8) ángulos cenitales o nadir (dados en radianes) dentro de una distancia horizontal definida desde cada celda de DEM. por lo tanto, representa el recinto de una celda DEM

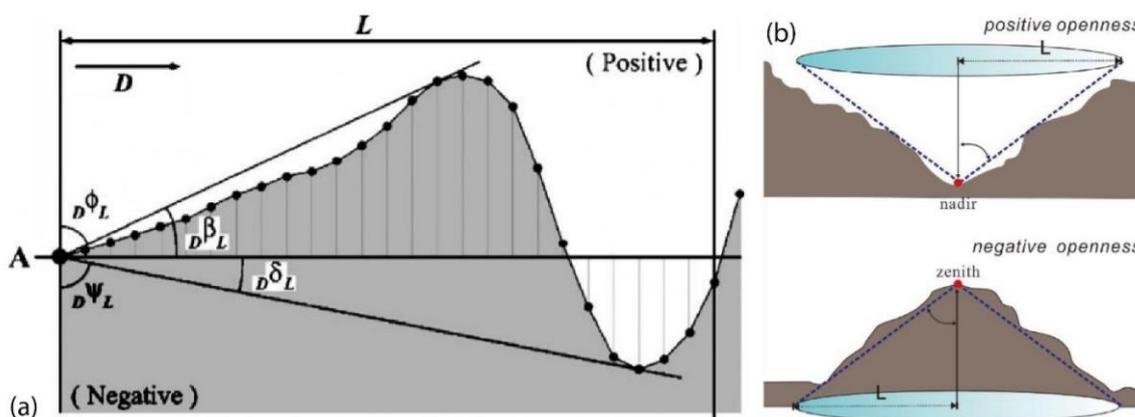


Figura 2-11 Visualización conceptual de la apertura topográfica (a) El ángulo cenital y el ángulo nadir se calculan a lo largo de múltiples (en nuestra casa siempre 8) acimuts ( $D$ ) dentro del límite radial  $L$ . (Yokoyama, Shirasawa, & Pike, 2002) (b) El concepto de apertura positiva y negativa como se muestra en (Chen, 2015).

Chiba, 2008 calculó un nuevo parámetro, posteriormente llamado Apertura diferencial, a partir de la apertura positiva y negativa.

$$Differential\ Openness = \frac{positive\ openness - negative\ openness}{2} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

La fusión de la Apertura diferencial con un sombreado de pendiente de color rojo conduce a los llamados mapas de imágenes en relieve rojas. Estos RRIM, así como las combinaciones de

imágenes diferenciales de apertura y sombreado, demostraron ser muy útiles para resaltar las características morfológicas y el mapeo geomorfológico. (Daxer, 2019)

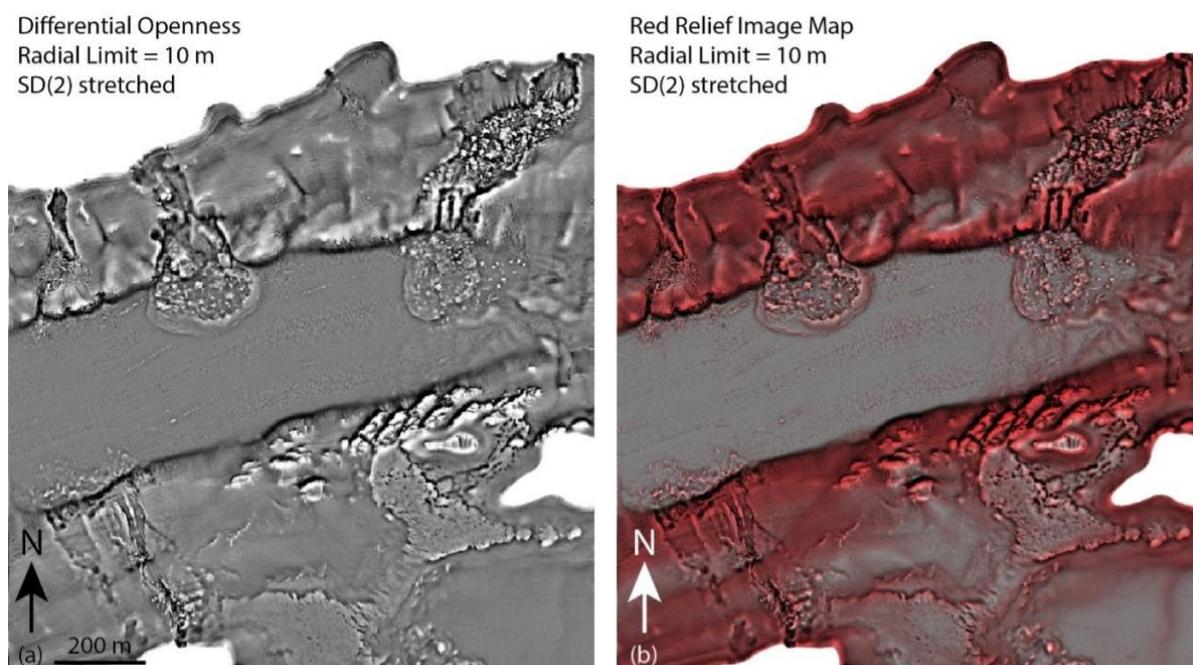


Figura 2-12 Ejemplo de un Red Relief a partir de imágenes diferenciales de apertura y sombreado tomado de (Christoph, 2020)

### 2.3.13. Producto Final

Teniendo todos los recursos finales se genera el mapa de lineamientos final en una capa vectorial de cadena de líneas dando como resultado la

Figura 2-13. Usando el complemento de histograma de dirección de línea de QGIS, se obtuvo el diagrama de rosa (QGIS, 2022). Las principales funcionalidades del complemento son: 1) Crea un diagrama de rosa que se puede utilizar para investigar la distribución de las direcciones de los segmentos de línea de un conjunto de datos de vector de línea o polígono; 2) las longitudes acumuladas de los segmentos de líneas para cada contenedor de dirección determinan la forma de histograma. Alternativamente, se puede usar el número de segmentos (sin ponderación en la longitud del segmento de línea); 3) Se admiten capas vectoriales de

líneas y polígonos, incluidas varias geometrías; 4) Se admiten selecciones de funciones; 5) Se puede especificar el número de contenedores de dirección para el histograma; 6) todos los sectores bin de dirección tendrán el mismo tamaño (el mismo número de grados cubiertos). Este tipo de histograma de ángulo también se denomina “diagrama de rosa” o “grafico de Rosa”; 7) Se puede especificar un desplazamiento de ángulo (positivo o negativo, en sentido horario o antihorario) para los contenedores de dirección; 8) Las posiciones de los contenedores de dirección se muestran gráficamente; 9) el usuario puede elegir si los histogramas serán de “orientación “neutral (0-180 grados en lugar de 0 – 360 grados); 10) el histograma puede guardarse en un archivo CSV, PDF o copiarse en el portapapeles.

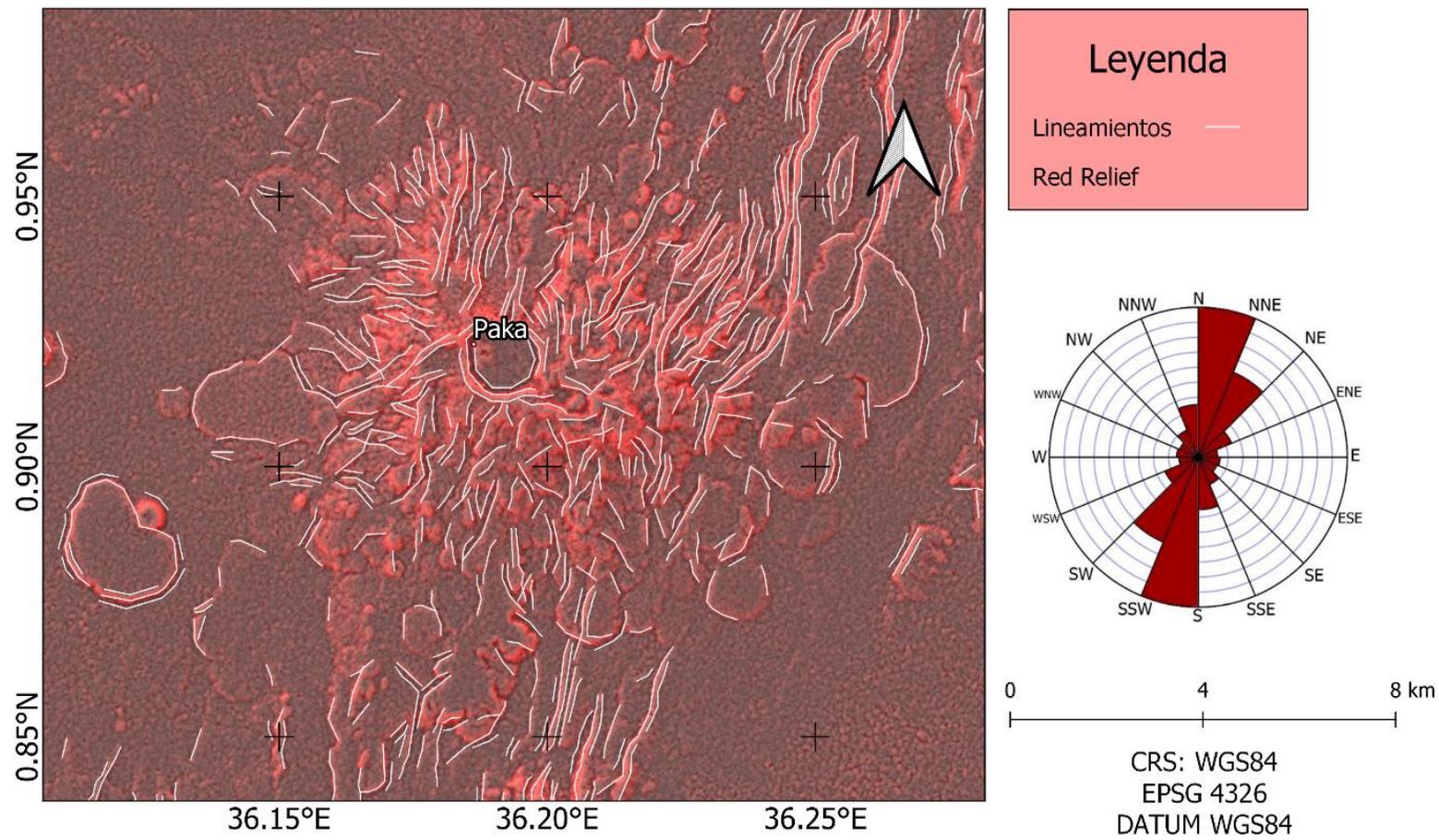


Figura 2-13 Mapa de Lineamientos Final, Red Relief y diagrama de Rosa

# Capítulo 3

## 3. Método Magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) propuesto en Japón en la década de 1940 y en Francia y la URSS a principios de la década de 1950 con los trabajos de (Kato & Kibuchi, 1950) Hirayama Rikitake en los años de 1940, (Tikhonov, 1950) y (Cargniard, 1953) siendo Louis Cargniard quien estableció los fundamentos del método magnetotelúrico específico para la exploración geofísica, es una disciplina académica internacional y se utiliza en estudios de exploración en todo el mundo en la actualidad. El método consiste en medir desde la superficie las fluctuaciones temporales de los campos electromagnéticos de los fenómenos naturales de la tierra que se producen en la ionosfera principalmente por la actividad solar y determinar la distribución de la resistividad eléctrica en función de su frecuencia, es decir, en función de su profundidad. La profundidad a la que se realiza la investigación dependerá del tiempo en que se registre la señal electromagnética permitiendo calcular impedancias para frecuencias desde 0.0001 Hz hasta 65 kHz. La amplitud de esta variación es muy débil en la componente magnética es inferior a  $10^{-9}$  A/m y en la componente eléctrica es del orden de  $10^{-6}$  W/m. La profundidad del método magnetotelúrico va desde aproximadamente 300 m hasta unos cientos de kilómetros, aunque una mayor profundidad requiere de frecuencias más bajas, lo que a su vez requiere tiempos de grabación más largos. Las mediciones muy profundas y de períodos

muy largos requieren a su vez de varios días, semanas o más para obtener datos satisfactorios.

La Figura 3-1 muestra la representación de este fenómeno.

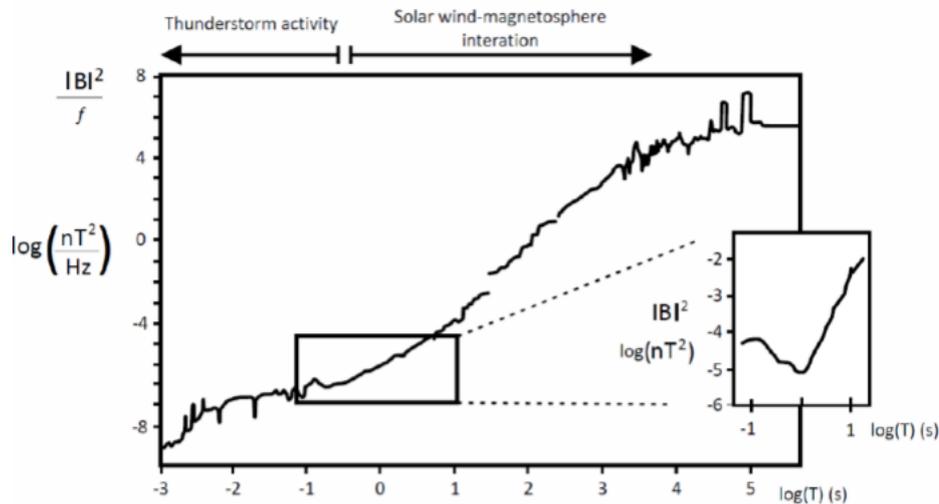


Figura 3-1. Espectro de potencia de las variaciones del campo magnético natural. La ampliación mostrada en el recuadro corresponde al mínimo de señal de la denominada banda muerta (Junge, 1996)

Para las áreas comerciales sus usos van desde aplicar las investigaciones del método magnetotelúrico en exploraciones de la corteza a largo plazo, mapeo del flujo de aguas subterráneas y glaciales, sondeo de mantos subterráneos hasta investigaciones de fenómenos detonantes de terremotos. Gracias a las mediciones del método magnetotelúrico se permiten detectar anomalías de resistividad que están asociadas a estructuras geotérmicas como son las fallas, la presencia de capas de rocas bajo tierra, la estimación de temperaturas en los reservorios geotérmicos a diferentes profundidades todas estas investigaciones han ayudado a identificar cientos de puntos con potencial para la exploración geotérmica mediante el método magnetotelúrico a lo largo de los Estados Unidos, Islandia, Nueva Zelanda, Hungría, Etiopía, china, Indonesia, Perú Australia e India.

Lo anterior ha permitido que se consigan grandes avances en la instrumentación y la técnica de MT incluyen el cambio de hardware analógico a digital, el uso de referencias remotas, la sincronización GPS basada en el tiempo y la adquisición y procesamiento de datos.

### 3.1. Fundamentos Teóricos

Como se mencionó antes (Cagniard, 1953) con su trabajo de investigación fue el primero en sentar los fundamentos del método magnetotelúrico dirigido a la exploración geofísica. Pero esta investigación solo era válida en medios estratificados en donde la conductividad eléctrica presenta variaciones con la profundidad, ya que de otra forma los resultados dependían de la orientación de los ejes de medida y de la polarización de las ondas incidentes, limitando la implementación del método que (Cantwell, 1960) y (Rokityanski, 1961) establecieron una teoría general. Válida para medios no estratificados que incluía la conductividad con variaciones laterales, esto lo lograron introduciendo un nuevo termino a la teoría el cual se conoce como tensor de impedancia electromagnético. La función de este tensor es relacionar las componentes de segundo orden de campo magnético y eléctrico horizontales tomados desde la superficie de la tierra y no desde la polarización de la onda incidente como lo dice la teoría de Cagniard anteriormente. Todo esto junto a la práctica se deriva en la *resistividad aparente* la cual es proporcional al módulo y la fase coincide con el argumento del número complejo, así se crearon las bases actuales del método magnetotelúrico como una técnica para estudiar las distribuciones de la conductividad eléctrica bajo tierra.

El método magnetotelúrico está basado en el método de inducción electromagnética y permite estudiar las propiedades del subsuelo a partir de la correlación de los campos eléctrico y magnético registrados a la vez en la superficie de la tierra. Las fluctuaciones presentan un rango comprendido entre  $10^{-4}$  Hz y  $10^7$  Hz estas variaciones están causadas por los sistemas de corrientes ionosféricas formadas por la interacción entre el viento solar y la magnetosfera. Cuando una onda electromagnética penetra en la superficie terrestre esta se amortigua provocando que su magnitud disminuya en relación con la distancia recorrida en el interior de la tierra, concepto conocido como penetración de la onda  $\delta$  conocida como la distancia a la cual la amplitud de onda electromagnética disminuye un factor  $e$  dependiendo este de la

conductividad del medio  $\sigma$  y periodo de onda  $T$ . expresándose matemáticamente con la siguiente formula  $\delta = 503 \left(\frac{T}{\sigma}\right)^{\frac{1}{2}}$  permitiendo obtener información a diferentes profundidades.

### 3.1.1. Comportamiento (Eléctrico) de los Materiales de la Corteza Terrestre

El objetivo de los levantamientos geofísicos o también conocidos como métodos de magnetoteluria es la obtención de información geofísica del subsuelo mediante la caracterización de la distribución de la resistividad eléctrica de este mismo. La resistividad eléctrica de las rocas de la corteza depende de su naturaleza, composición, así como también factores como la porosidad, la proporción de poros saturados con algún fluido frente a los poros secos y su interconexión, las características del fluido de saturación, la presión o la temperatura, es así como la resistividad eléctrica se verá fuertemente condicionada por estos factores anteriormente mencionados ya que siendo un parámetro físico es sensible a pequeños cambios en la composición del volumen de las rocas.

La mayoría de las rocas de la corteza terrestre poseen una elevada resistividad, sin embargo, la mayoría de estas rocas permiten el paso de cargas eléctricas, estas cargas se transfieren mediante el movimiento de los electrones de valencia dentro de redes cristalinas conocidas como *conducción electrónica* o mediante el movimiento de iones o *conducción iónica*. Solo existen algunas excepciones de ciertos minerales metálicos donde la conducción electrónica controla la conductividad total de la roca (sulfuros metálicos, magnetita, entre otros).

La conducción de corriente eléctrica se realiza casi solo mediante la conducción iónica, la cual está ligada con la presencia de fluidos en materiales que contienen poros o fisuras, pero con la condición de que los poros deben estar conectados entre sí para obtener una porosidad efectiva, dando como resultado final que, en conjunto, las rocas se comportan como conductores iónicos de resistividad muy variable.

La resistividad de las rocas puede variar dentro de un amplio margen en función de su contenido de agua, la salinidad, la distribución de los poros y la temperatura. La Figura 3-2 presenta los márgenes más comunes en algunas rocas y minerales.

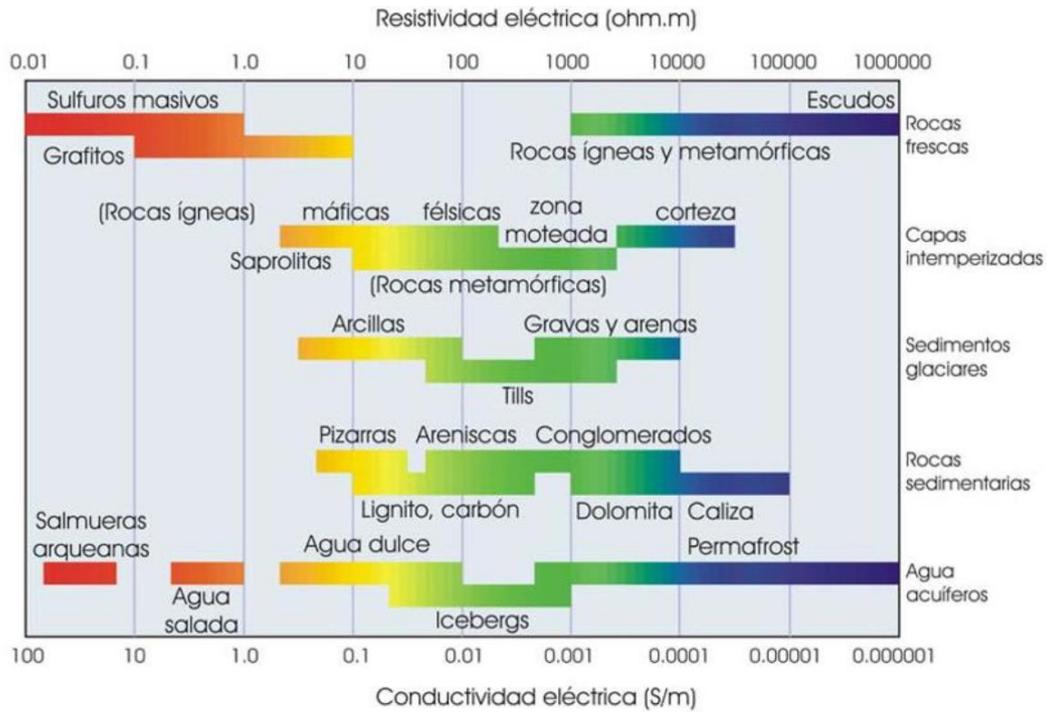
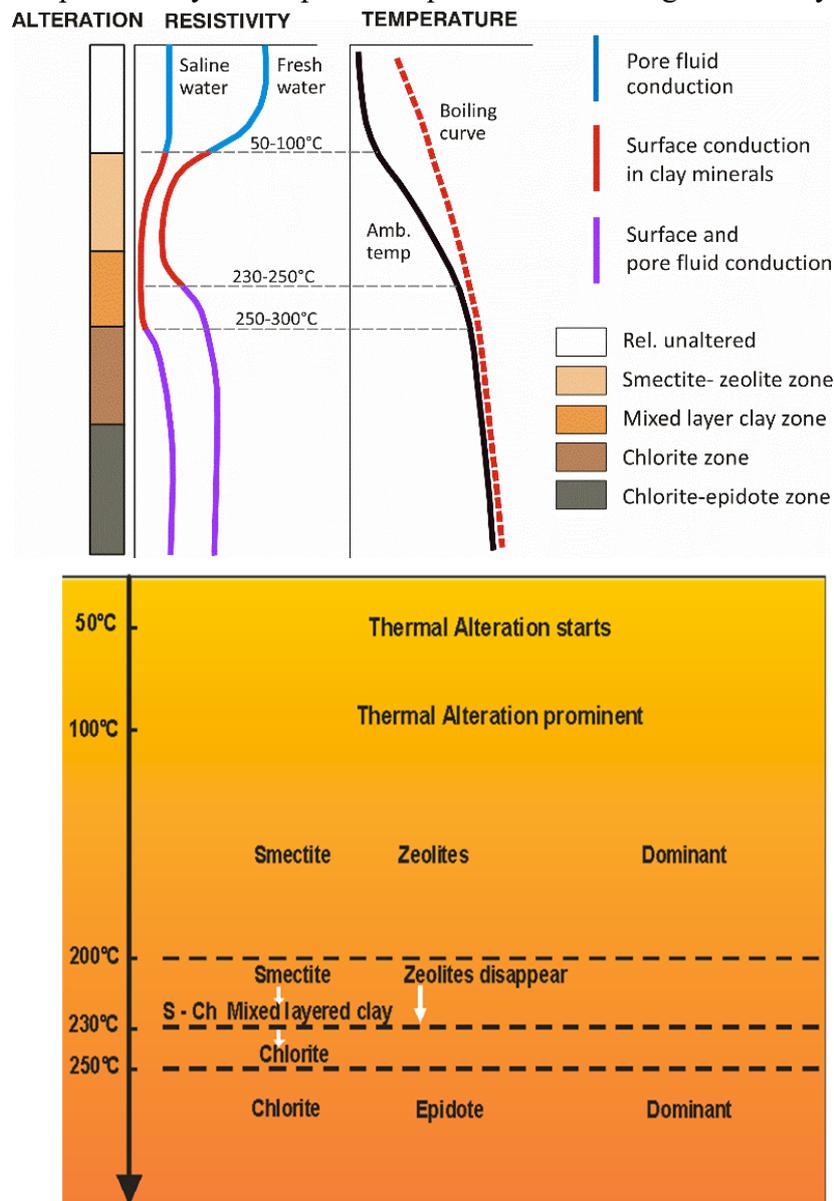


Figura 3-2 Rango de valores de la resistividad(conductividad) eléctrica que ocurren en la naturaleza. (Palacky, 1987)

Otro aspecto importante es acerca del método magnetotelúrico es la interacción del agua con las rocas ya que no solo extraen el calor sino también provocan cambios en la química tanto del agua como de las rocas. Los minerales de alteración se forman a través de procesos de alteración hidrotermal cuando el agua hidrotermal reacciona con la roca. Estos dependen del tipo de minerales primarios y la composición química del fluido geotérmico y la temperatura.



**Alteration mineralogy and temperature**

Figura 3-3 La estructura de resistividad general de una geotermia de alta temperatura sistema en ambiente basáltico que muestra variaciones de resistividad como función de alteración y temperatura (Flóvenz, 2012)

La intensidad de la alteración depende del tiempo de contacto y la textura de las rocas hospedantes. La intensidad de la alteración es normalmente baja para temperaturas inferiores a 50 ° C. A temperaturas menores a 220 ° C, se forman rocas zeolitas de baja temperatura y esmectita de minerales arcillosos. La esmectita hidratada posee cationes débilmente unidos entre las placas de sílice, lo que hace que el mineral sea conductor y le proporcione una alta capacidad de intercambio catiónico (Arnason & Karlsdottir R, 2000)

En el rango de temperatura de 220° C a aproximadamente 240° C - 250° C, las rocas zeolitas de baja temperatura desaparecen y la esmectita se transforma en clorita en una zona de transición, la llamada zona de arcilla de capas mixtas, donde la esmectita y la clorita coexisten en forma de mezcla. Aproximadamente a 250 ° C, la esmectita desaparece y la clorita es el mineral dominante, que marca el inicio de la zona de clorita. Por lo tanto, con una resistividad aumentada, ya que los minerales de clorita tienen cationes que se fijan en una red cristalina, el mineral se vuelve mucho más resistente. A temperatura aún más alta alrededor de 250-270 ° C, la epidota se vuelve abundante en la llamada zona epidota clorita (Arnason & Karlsdottir R, 2000)

Como se muestra en la parte izquierda de la Figura 3-3, en áreas de alta temperatura en ambiente basáltico la resistividad en la parte más alta del subsuelo es relativamente alta y el mecanismo de conducción principal es a través de poros. La resistividad disminuye a medida que aumenta la temperatura y la esmectita y la zeolita se convierten en los minerales de alteración dominantes (temperatura > 100 ° C). El mecanismo de conducción es la conducción superficial en minerales arcillosos. Debajo de la alteración de la esmectita, la clorita y la arcilla de capas mixtas dominan y la resistividad aumenta de nuevo. Esto se debe a que la clorita tiene cationes unidos que se fijan en la celosía del cristal y los hace resistentes. entonces, la conducción de fluido superficial y poroso es dominante. A mayor profundidad donde la epidota

se vuelve dominante, la resistividad es alta debido a la formación de la red cristalina, el mecanismo de conducción es la conducción de fluido superficial y poroso. La resistividad es directamente proporcional a los minerales de alteración y no está necesariamente relacionada con la temperatura, ya que el sistema geotérmico podría ser fósil.

### 3.1.2. Hipótesis del método

El método consiste en resolver las ecuaciones de Maxwell<sup>1</sup> en esencia de un medio conductor con las condiciones de contorno apropiadas por lo que se siguen las siguientes suposiciones según lo establecido en los trabajos de (Cargniard, 1953), (Keller & Frischknecht, 1966) (Simpson & Bahr, 2005):

Para que se cumplan las ecuaciones de Maxwell

- La tierra no genera energía electromagnética solo la disipa o la absorbe
- Todos los campos pueden ser tratados como campos conservativos y de fuente lejana
- los campos electromagnéticos uniformes y de onda plana, los cuales inciden sobre la tierra de manera casi vertical con posibles excepciones en los polos y el ecuador
- No existe acumulación de cargas libre en medios estratificados unidimensionales, para los medios multidimensionales bidimensionales y tridimensionales las cargas generan un fenómeno conocido como *static shift* permitiendo que las cargas pueden acumularse a lo largo de discontinuidades
- La carga se conserva y la tierra se comporta como conductor óhmico obedeciendo la ecuación

$$J = \sigma E \quad \text{Ecuación 3.1}$$

En las frecuencias de interés de los sondeos MT el campo de desplazamiento eléctrico tiene un comportamiento cuasi estático por lo tanto las corrientes de desplazamiento que surgen de los

---

<sup>1</sup> Las ecuaciones de Maxwell son un conjunto de cuatro ecuaciones escalares (tres para cada uno de los rotacionales de los campos eléctrico y magnético y una para las divergencias).

efectos de polarización son despreciables en comparación con las corrientes de conducción por lo que la inducción electromagnética en la tierra se puede tratar como un proceso de difusión. Los cambios en la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética son despreciables en comparación a los cambios en la conductividad de las rocas.

### 3.2. Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones que rigen el comportamiento de los campos electromagnéticos son las ecuaciones de (Maxwell, 1865), mediante estas ecuaciones es posible modelar a tamaño macroscópico las interacciones de la tierra con los campos eléctricos que la rodean permitiendo así el estudio de las estructuras sobre la corteza terrestre.

Según (Serway & Jewett, 2009) las ecuaciones se describen como se presentan a continuación:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.2}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.3}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad \text{Ecuación 3.4}$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \text{Ecuación 3.5}$$

Donde:

- $\mathbf{E}$ = intensidad de campo en V/m
- $\mathbf{B}$ = inducción magnética en T
- $\mathbf{D}$ = desplazamiento eléctrico en C/m<sup>2</sup>
- $\mathbf{H}$ = intensidad de campo magnético A/m
- $\mathbf{J}$ = densidad de corriente en A/m<sup>2</sup>
- $\rho$ =densidad de carga eléctrica en C/m<sup>3</sup>

Las ecuaciones representan la ley de inducción electromagnética de Faraday ( $\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}$  Ecuación 3.2) una extensión de la ley de ampere ( $\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t}$  Ecuación 3.3) la ley de Gauss para campos eléctricos ( $\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho$  Ecuación 3.4) y el hecho de que nunca se han observado monopolos magnéticos respectivamente. La última ecuación ( $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$  Ecuación 3.5) o ley de Gauss para campos magnéticos establece que el flujo del vector

desplazamiento a través de una superficie cerrada es numéricamente igual a la carga libre encerrada.

### 3.2.1. Relaciones Constitutivas

Las ecuaciones de Maxwell describen como se comportan los campos electromagnéticos pero no relacionan directamente las propiedades del medio circulante; por lo cual se usan relaciones constitutivas que describen el comportamiento de los campos magnéticos y eléctricos en función de la permeabilidad magnética permitividad eléctrica y la conductividad eléctrica del medio, debido a la complejidad del método se realizan algunas simplificaciones y se asume que se trabaja en un medio homogéneo, lineal e isótropo.

Las relaciones constitutivas se describen mediante las siguientes ecuaciones (Simpson & Bahr, 2005):

$$J = \sigma E \text{ Ecuación 3.6}$$

$$B = \mu H \text{ Ecuación 3.7}$$

$$D = \varepsilon E \text{ Ecuación 3.8}$$

Donde:

$\sigma$  = es la conductividad en S/m

$\mu$  = permeabilidad en Vs/Am

$\varepsilon$  = es la permitividad o constante dieléctrica del medio As/Vm

la primera ecuación ( $J = \sigma E$  Ecuación 3.6) corresponde a la ley de ohm, en la cual  $\sigma$  o conductividad y es igual a  $\frac{1}{\rho}$  donde  $\rho$  es la resistividad del material cuyas unidades de medida son los *ohm por metro*, y se representa en forma general de la siguiente manera:

$$\sigma = \begin{matrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{matrix} \quad \text{Ecuación 3.9}$$

Pero debido a que estamos asumiendo que se trabaja en un medio homogéneo, lineal e isotrópico, el tensor se simplifica ya que las demás componentes se igualan a cero y se expresa de la siguiente forma:

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz} \end{pmatrix} \quad \text{Ecuación 3.10}$$

En la  $B = \mu H$  Ecuación 3.7 tenemos que  $\mu$  es la permitividad del vacío y que  $\mu = \mu_r \mu_0$  donde  $\mu_0 = 4 \pi 10^{-7}$  Vs/Am y  $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0 = 8.8510^{-12}$  As/Vm. La mayoría de materiales no difieren de las constantes de permitividad y dieléctrica del vacío.

La tercera relación constitutiva representada mediante la  $D = \epsilon E$  Ecuación 3.8 tenemos que  $\epsilon$  es la permitividad eléctrica y se define como la capacidad de un material para polarizarse y cancelar parcialmente el campo eléctrico de un material, pero para el caso de estudios MT se asumirán que estas constantes tienden al vacío.

Entonces debido a la asunción del medio se considera el desplazamiento eléctrico depreciable en relación con su densidad de corriente así:

$$J_c \gg \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ecuación 3.11}$$

Además, considerando la conductividad constante así:  $\sigma = cte$

$$\frac{\partial(\nabla \cdot D)}{\partial t} \cong 0, \quad \text{Ecuación 3.12}$$

Entonces:

$$\nabla \cdot J_c = \nabla \cdot (\nabla \times H) = 0 \quad \text{Ecuación 3.13}$$

Asumiendo que  $\nabla \cdot \sigma = 0$  con la tierra comportándose como conductor óhmico, entonces las ecuaciones de Maxwell tomarán la siguiente forma:

$$\nabla \times H = \sigma E \quad \text{Ecuación 3.14}$$

$$\nabla^2 E = -i\omega\mu_0 \varepsilon E \quad \text{Ecuación 3.15}$$

$$\nabla^2 B = -i\omega\mu_0 \sigma B \quad \text{Ecuación 3.16}$$

### 3.2.2. Ecuaciones del método magnetotelúrico

Considerando que frecuencias menores a 100kHz las corrientes de desplazamiento se desprecia debido a las corrientes de conducción, se tiene, para el caso de materiales presentes en la tierra, la siguiente ecuación simplificada:

$$\nabla \times H = \sigma E \quad \text{Ecuación 3.17}$$

La cual es una simplificación de la  $\nabla \times H = j + \frac{\partial D}{\partial t}$  Ecuación 3.3.

Teniendo en cuenta que una onda plana varía armónicamente en el tiempo, podemos hacer uso de la función harmónica  $e^{j\omega t}$ , en términos de frecuencia angular, por lo que la ecuación queda expresada de la siguiente manera, según (Ward & Hohmann, 1988):

$$\nabla^2 E = -i\omega\mu_0 \varepsilon E \quad \text{Ecuación 3.18}$$

De igual manera para el campo magnético, cuyo desplazamiento se puede describir por una ecuación similar de difusión, se obtiene la siguiente expresión:

$$\nabla^2 B = -i\omega\mu_0 \sigma B \quad \text{Ecuación 3.19}$$

las ecuaciones antes mencionadas representan la propagación de ondas electromagnéticas en el interior de la tierra y su dependencia con el tiempo y ya que se tiene como supuesto que la conductividad en el aire tiende a cero, debido a que los campos eléctricos que alcanzan la superficie son atenuados por la capa de aire de la ionosfera las variantes verticales son más significativas que las horizontales.

### 3.2.3. Profundidad de Penetración Skin Depth

Las ondas electromagnéticas al penetrar en un medio conductor se amortiguan, esta amortiguación depende de la conductividad del medio frecuencia de onda y de la distancia  $\delta$  a la cual la amplitud de un campo disminuye en un factor  $1/e$ , el concepto se conoce como **Skin Depth**.

Para un medio uniforme su expresión matemática es la siguiente (Simpson & Bahr, 2005):

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2\rho}{\mu\omega}} \quad \text{Ecuación 3.20}$$

Donde se puede simplificar el termino  $\omega$  por  $2\pi f$ , obteniendo como resultado:

$$\delta(\omega) = 0.5 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \text{Ecuación 3.21}$$

Entonces la penetración de una onda depende de la frecuencia y de la conductividad eléctrica del medio el análisis a diferentes frecuencias proporciona información a diferentes profundidades. Aunque a mayores profundidades se obtengan resultados con menos resolución. Se observa también que en medio más resistivos la profundidad de investigación aumenta.

### 3.3. Funciones de Transferencia Magnetotelúricas

Son funciones que relacionan componentes de campos magnéticos y eléctricos medidos a una determinada frecuencia, estas funciones dependen únicamente de las propiedades electricas de su medio de propagación el cual se considera como lineal, ya que poseen una entrada y salida predecibles.

Las más utilizadas son el *tensor de impedancias* y la función *de transferencia geométrica tipper*

### 3.3.1. Tensor de Impedancia

Es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales de campo eléctrico ( $\mathbf{E}_x, \mathbf{E}_y$ ) y las componentes horizontales de un campo magnético ( $\mathbf{H}_x, \mathbf{H}_y, \mathbf{H}_z$ ), en función de la frecuencia, a de la siguiente forma:

$$\vec{E}(\omega) = Z(\omega)\vec{H}(\omega) \quad \text{Ecuación 3.22}$$

Presentando la ecuación de forma matricial como:

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} z_{xx}(\omega) & z_{xy}(\omega) \\ z_{yx}(\omega) & z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.23}$$

Las componentes el tensor de impedancia la conforman magnitudes complejas que se calculan para cada frecuencia luego se tienen la resistividad aparente y las fases entre los campos E y H dadas por:

$$\rho_{a_{ij}}(\omega) = \frac{1}{2\pi\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)| \quad \text{Ecuación 3.24}$$

Con su componente de fase:

$$\varphi_{a_{ij}}(\omega) = \tan^{-1} \left( \frac{I_m(Z_{ij})}{R_e(Z_{ij})} \right) \quad \text{Ecuación 3.25}$$

Donde  $I_m(Z_{ij})$  y  $R_e(Z_{ij})$  son la parte imaginaria y real de  $Z_{ij}$  del tensor de impedancia, el cual aporta información sobre valores de resistividad eléctrica del subsuelo. Normalmente se representa mediante un gráfico de resistividad aparente o en función del periodo, como se muestra en la Figura 3-4, debido a que las impedancias de partes imaginarias y reales del tensor son idénticas, para un medio homogéneo la diferencia de fase de los campos es de 45°,

cambiando este grafico su morfología según las profundidades de las diferentes estructuras geológicas, como se muestra en la Figura 3-5.

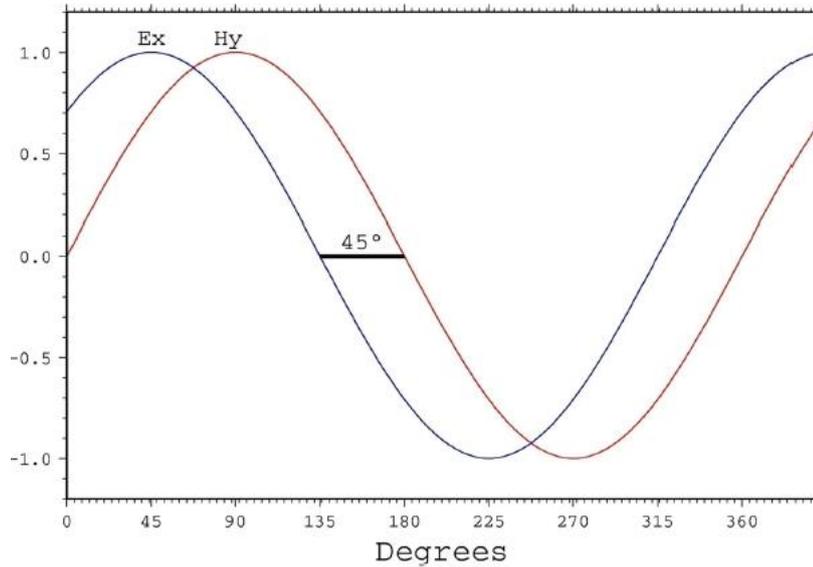


Figura 3-4 Diferencia de fase entre los campos  $E$  y  $H$  para un medio homogéneo. (Piña, 2014)

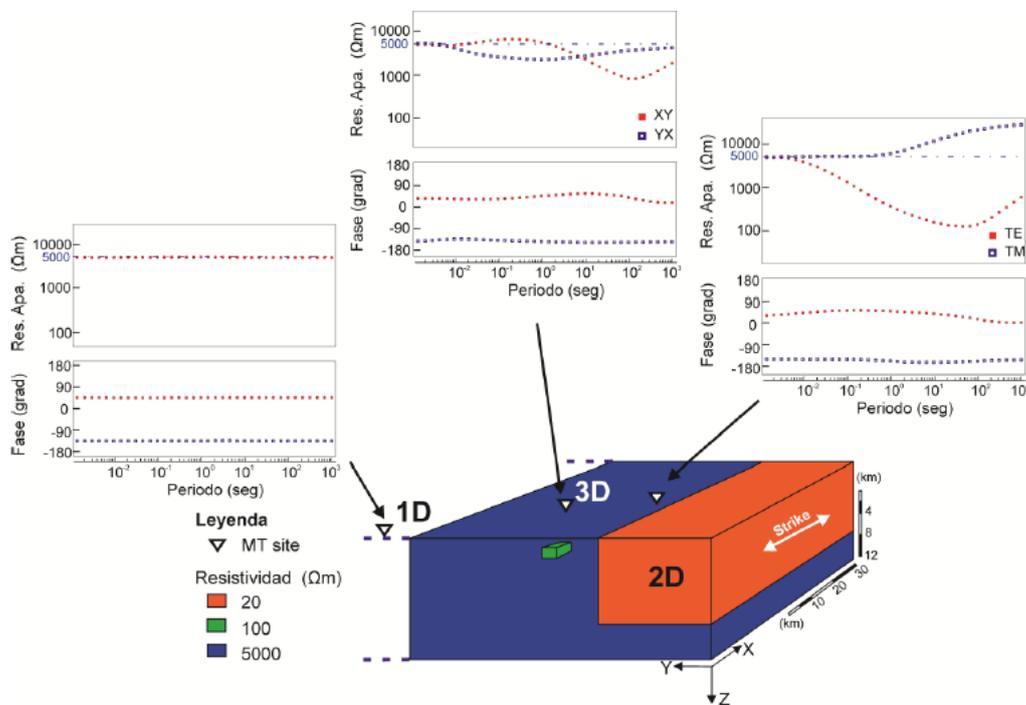


Figura 3-5 Curvas de resistividad aparente y fase mostrando tres escenarios diferentes. (Piña, 2014)

### 3.3.2. Tensor de Fase

No se pueden estudiar estructuras con variaciones laterales de conductividad con el método de Cagniard ya que los valores tomados dependen de la dirección de medida y de la polarización del campo incidente. Cadwell en 1960 propuso una teoría para los modelos en que la conductividad varia en cualquier dirección, así como se introduce la definición de *tensor de fase* el cual hace referencia a la relación entre la componente real e imaginaria del tensor de impedancia.

La impedancia puede ser separada en su parte real y en su parte imaginaria, así:

$$\underline{Z} = X + iY$$

El tensor de impedancia se define por

$$\phi = X^{-1}Y \quad \text{Ecuación 3.26}$$

donde  $X^{-1}$  es el inverso de la componente real de  $z$  e  $y$  es la componente imaginaria de  $Z$ . en forma matricial y tiene la siguiente expresión:

$$\begin{bmatrix} \phi_{xx} & \phi_{xy} \\ \phi_{yx} & \phi_{yy} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.27}$$

donde  $\det(X) = X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx}$

De manera general  $\phi$  no es simétrico y sus componentes no son funciones del argumento tensor de impedancias.

### 3.3.3. Invariantes rotacionales

El tensor de fase se puede definir por medio de tres invariantes rotacionales y un ángulo  $\alpha$  como (Caldwell, Bibby, & Brown, 2004):

$$\phi_{max} = \left( \left( \frac{\phi_{xx} + \phi_{yy}}{2} \right)^2 + \left( \frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{2} \right)^2 \right)^{1/2} + \left( \left( \frac{\phi_{xx} + \phi_{yy}}{2} \right)^2 + \left( \frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{2} \right)^2 - (\phi_{xx}\phi_{yy} - \phi_{xy}\phi_{yx}) \right)^{1/2}$$

Ecuación 3.28

$$\phi_{min} = \left( \left( \frac{\phi_{xx} + \phi_{yy}}{2} \right)^2 + \left( \frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{2} \right)^2 \right)^{1/2} + \left( \left( \frac{\phi_{xx} + \phi_{yy}}{2} \right)^2 + \left( \frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{2} \right)^2 - (\phi_{xx}\phi_{yy} - \phi_{xy}\phi_{yx}) \right)^{1/2}$$

Ecuación 3.29

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{\phi_{xx} + \phi_{yy}} \right) \quad \text{Ecuación 3.30}$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left( \frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{\phi_{xx} + \phi_{yy}} \right) \quad \text{Ecuación 3.31}$$

donde  $\beta$  representa un factor de rotación y es una medida asimétrica del vector y el ángulo  $\alpha$  representa la dependencia del tensor con el sistema coordenado. (Caldwell, Bibby, & Brown, 2004)

### 3.4. Función de Transferencia Geométrica Tipper

la función de transferencia geomagnética o *tipper* relaciona la componente vertical del campo magnético con sus componentes horizontales a una determinada frecuencia. la cual proporciona información acerca de los cambios laterales en la conductividad debido a que los campos magnéticos verticales son generados por los gradientes y conductividad lateral (Vozoff, 1972)

$$H_z(\omega) = [T_x(\omega)T_y(\omega)] \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.32}$$

Las componentes del tipper son magnitudes complejas el vector real de estas magnitudes esta sobre el plano xy y tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras del medio. Su expresión matemática viene dada por:

$$\overline{T_{re}}(\omega) = (Re(T_x), Re(T_y)) \quad \text{Ecuación 3.33}$$

$$\overline{T_{re}}(\omega) = (Re(T_x), Re(T_y)) \quad \text{Ecuación 3.34}$$

### 3.4.1. Dimensionalidad Geo-eléctrica

La impedancia proporciona información acerca de la dimensionalidad y direccionalidad eléctrica del medio. Su relación se reduce mediante expresiones específicas dependiendo de la distribución espacial de la conductividad eléctrica del medio (Vozoff, 1972) de la misma forma y a veces de forma complementaria el tensor de fase es de utilidad para determinar dimensionalidad del medio y su direccionalidad. Según su distorsión los campos electromagnéticos pueden ser

- Unidimensionales 1D
- Bidimensionales 2D
- Tridimensionales 3D

### 3.4.2. Caso unidimensional

La resistividad solo varia con la profundidad, es decir no existen cambios laterales de resistividad. Como resultado las funciones de transferencia son independientes de la orientación de los ejes de medición y por ello son función únicamente de la frecuencia.

Entonces se tiene el tensor de impedancias de la siguiente manera

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{1D}(\omega) \\ -Z_{1D}(\omega) & 0 \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.35}$$

ya que el tensor de ase es simétrico su skew o anisotropía es cero. Siendo las componentes de la anti diagonal del tensor de fase igual a cero y las componentes de la diagonal de igual magnitud. (Caldwell, et al., 2004) (Bibby & Caldwell, 2005) (Booker, 2014). Su expresión resulta de la siguiente manera:

$$\phi_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{1D}/X_{1D} & 0 \\ 0 & -Y_{1D}/-X_{1D} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \phi_{1D} & 0 \\ 0 & \phi_{1D} \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.36}$$

$$\beta = 0 \quad \text{Ecuación 3.37}$$

Si se representa gráficamente formaría un círculo donde el radio varía dependiendo proporcionalmente a la variación de la conductividad con la profundidad.

### 3.4.3. Algoritmo de Inversión 1D

Se utiliza la transformada de Bostick la cual crea una distribución continua de la resistividad en función de la profundidad (Bostick, 1977), y se da por la siguiente ecuación:

$$\rho_{(z)} = \rho_{\alpha(\omega)} \left( \frac{\pi}{2\phi(\omega)} - 1 \right) \quad \text{Ecuación 3.38}$$

$$Z = \sqrt{\frac{\rho_{\alpha(\omega)}}{\mu\omega}} \quad \text{Ecuación 3.39}$$

Donde  $\phi$  es la fase,  $\mu$  es permeabilidad magnetica del vacío,  $\omega$  es la frecuencia angular. Estos valores hacen referencia a profundidades esperadas de semi espacios isotrópicos y homogéneos de resistividad aparente para su frecuencia correspondiente.

### 3.4.4. Algoritmo de Occam

El algoritmo obtiene modelos suavizados con el fin de evitar una sobre interpretación de los datos, el proceso se define como la integral del cuadrado de derivada de las resistividades R1 respecto a la profundidad Z así:

$$R_1 = \int \left( \frac{dm^2}{dz} \right) dz \quad \text{Ecuación 3.40}$$

El problema inverso se resuelve buscando el modelo de resistividad que hace mínimo  $R_1$  con la condición de que ajuste los datos suficientemente resolviéndose mediante el método de los multiplicadores de Lagrange. Lo que se minimiza es:

$$X^2 = R_1 + \lambda \sum_{j=1}^M \frac{d_j - [F_J(m)]^2}{Q_j^2} \quad \text{Ecuación 3.41}$$

Donde  $\lambda$  es el multiplicador de Lagrange,  $d_j$  son los datos,  $F(m)$  la respuesta del modelo  $m$ ,  $M$  el número de datos y  $Q$  es el error estimado del  $j$ -ésimo dato.

### 3.4.5. Caso Bidimensional

En un caso 2D ideal la conductividad eléctrica es constante a lo largo de una determinada dirección horizontal y varía en la dirección vertical y en la otra dirección horizontal. Y cuando la conductividad se mantiene constante se denomina strike<sup>2</sup> (Vozoff, 1972)

En este caso, los campos eléctricos y magnéticos son ortogonales entre sí y el campo eléctrico paralelo al strike, solo inducirá campos magnéticos en el plano vertical perpendicular al strike en tanto el campo magnético paralelo al strike solo inducirá campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al mismo

Tomando en consideración lo anterior y que las componentes eléctricas de tensor se simplifican siendo elementos de la diagonal igual a cero y las componentes de la anti diagonal diferentes entre sí debido a las variaciones laterales en la conductividad

Desarrollándose la siguiente ecuación:

---

<sup>2</sup> En geología, el Strike se refiere a la dirección de la línea formada por la intersección de la superficie geológica (principalmente roca) con un plano horizontal imaginario que pasa a través de la superficie.

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) \\ -Z_{TM}(\omega) & 0 \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.42}$$

En el caso unidimensional  $b$  es igual a cero por eso las componentes diagonales están definidas por la relación entre las componentes real e imaginarias. en el caso 2D el tensor de fase se representa por medio de una elipse

$$\phi_{2D} = \begin{bmatrix} Y_{TE}/X_{TE} & 0 \\ 0 & -Y_{TM}/-X_{TM} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \phi_{TE} & 0 \\ 0 & \phi_{TM} \end{bmatrix} \quad \text{Ecuación 3.43}$$

Esto solo es válido si los campos eléctricos y magnéticos están alineados de manera paralela y perpendicular a la dirección del strike respectivamente. De lo contrario las componentes diagonales del tensor de impedancia no serán iguales a cero y no se podrá descomponer el tensor de los campos magnéticos TM y eléctrico TE. Para que las componentes diagonales del tensor de impedancias sean cero por lo que se hace uso de la siguiente expresión

$$Z_{2D} = R_{\theta} Z R_{\theta}^T \quad \text{Ecuación 3.44}$$

en donde

$$R_{\theta} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & -\cos \theta \end{pmatrix} Y R_{\theta}^T = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad \text{Ecuación 3.45}$$

De esta manera los mods TE y TM podrán ser igualmente definidos una vez rotando el tensor

El strike se define por medio de la descomposición en valores singulares del tensor de fase:

$$\Phi = R_{(\alpha+\beta)} \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} R_{(\alpha-\beta)}^T \quad \text{Ecuación 3.46}$$

Donde

$$R_{(\alpha+\beta)} = \text{matriz de rotación}$$

Dado que en casos 2D el tensor ideal viene siendo simétrico entonces  $\beta=0$  por lo que strike queda definido como:

$\alpha = 0$

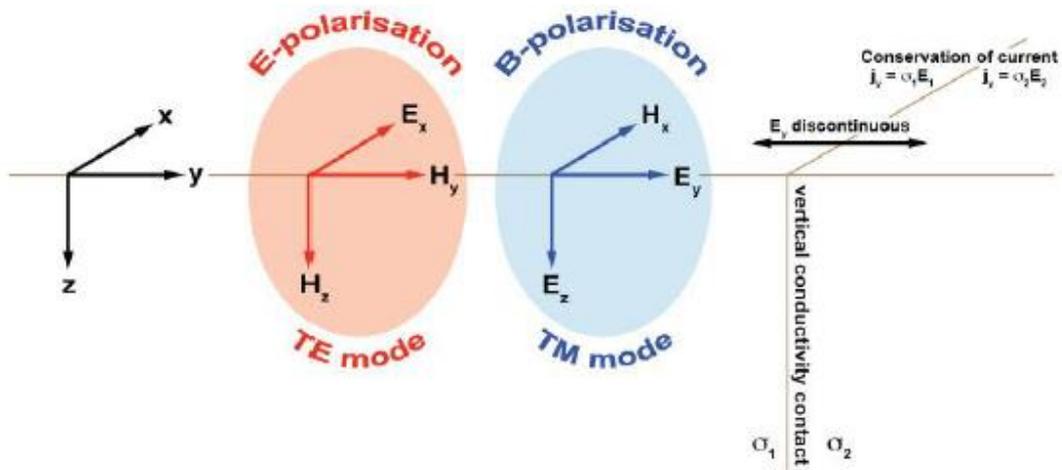


Figura 3-6 modelado simple 2D y esquema de polarización en el método MT (Teklesenbet, 2012)

### 3.4.6. Algoritmo de Inversión 2D

Los campos eléctricos y magnéticos son calculados simultáneamente a partir del registro de las series temporales lo cual se realiza por medio de la función Hanning o una función rectangular. El problema inverso se puede expresar para cada resistividad aparente como la solución  $m$  del siguiente sistema lineal:

$$d = F(m) + e \tag{Ecuación 3.47}$$

Donde  $d$  es el vector,  $m$  es el vector de parámetro del modelo,  $e$  es el error y  $F$  es una función de cálculo del modelo directo de las ecuaciones de Maxwell de forma diferencial para un modelo de tierra bidimensional (Rodi & Mackie, 2001) el cual se resuelve numéricamente por medio de diferencias finitas. Dicha solución se alcanza bajo la condición de una función obtenida por Tikhonov and Arsenin 1977 denominado solución regularizada según la función:

$$\psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T L^T L m \tag{Ecuación 3.48}$$

Donde  $d$  es el vector,  $m$  es el vector de parámetros del modelo,  $e$  es el vector error y  $F$  es una función de cálculo del modelo directo compuesto por las ecuaciones de maxwell de forma diferencial para un modelado de tierra bidimensional

### *3.5. Static Shift*

Una de las dificultades para interpretar el método magnetotelúrico es la inconsistencia o inhomogeneidades que existe en capas superficiales ya que esto genera distorsión en las curvas magnetotelúricas. Un caso especial de distorsión es el efecto de corrimiento estático o static shift el cual está relacionado con el acumulamiento de cargas en la parte superior de terrenos, lo que provoca que las curvas de resistividad aparente se muevan verticalmente por un factor de escala real.

Estas cargas se obtienen derivando la ecuación de dispersión, asumiendo que  $\nabla \cdot E = 0$ , esto provoca que cuando las corrientes atraviesan la discontinuidad, las cargas se acumulan a lo largo de la discontinuidad, interpretándose estas corrientes en las curvas de resistividad como “estática”, ya que, a diferencia de la inducción, la conducción no es un proceso dependiente del tiempo (Simpson & Bahr, 2005)

El static shift está presente con mayor frecuencia en los entornos que presentan una resistividad alta, donde la presencia de heterogeneidades conductoras de pequeña escala tiene más efecto sobre los campos eléctricos. Sin embargo, una respuesta no inductiva comúnmente se asocia a efectos galvánicos, en ocasiones este efecto se asocia a ambientes geo eléctricos complicados que afectan la fase, causando una mezcla de polarizaciones, siendo el static shift un subconjunto de estos tipos de efectos galvánicos (Simpson & Bahr, 2005)

El static shift es más fácil de identificar en los datos con resistividad aparente ya que como no depende del tiempo y no afecta a la fase, en las curvas de resistividad se observa un desplazamiento de las curvas una con respecto a la otra, por lo que las curvas se ven separadas, mientras que las curvas de fase se mantienen juntas.

El static shift provoca un desplazamiento independiente en la frecuencia para cada curva de resistividad aparente, las curvas son paralelas a su verdadero nivel, pero se escalan por factores reales. El static shift o factor de escala no se puede determinar directamente de los datos de MT, si ocurre un cambio paralelo entre dos polarizaciones de curvas de resistencia aparente se puede afirmar que existe presencia del fenómeno static shift, pero, si no existe cambio entre las curvas de resistividad aparente esto no significa que no exista dicho fenómeno, ya que estas curvas pueden estar alteradas por el mismo valor, generando que el fenómeno luzca imperceptible, por lo que el nivel correcto de las curvas de resistividad aparente pueden estar encima, debajo o entre los niveles medidos.

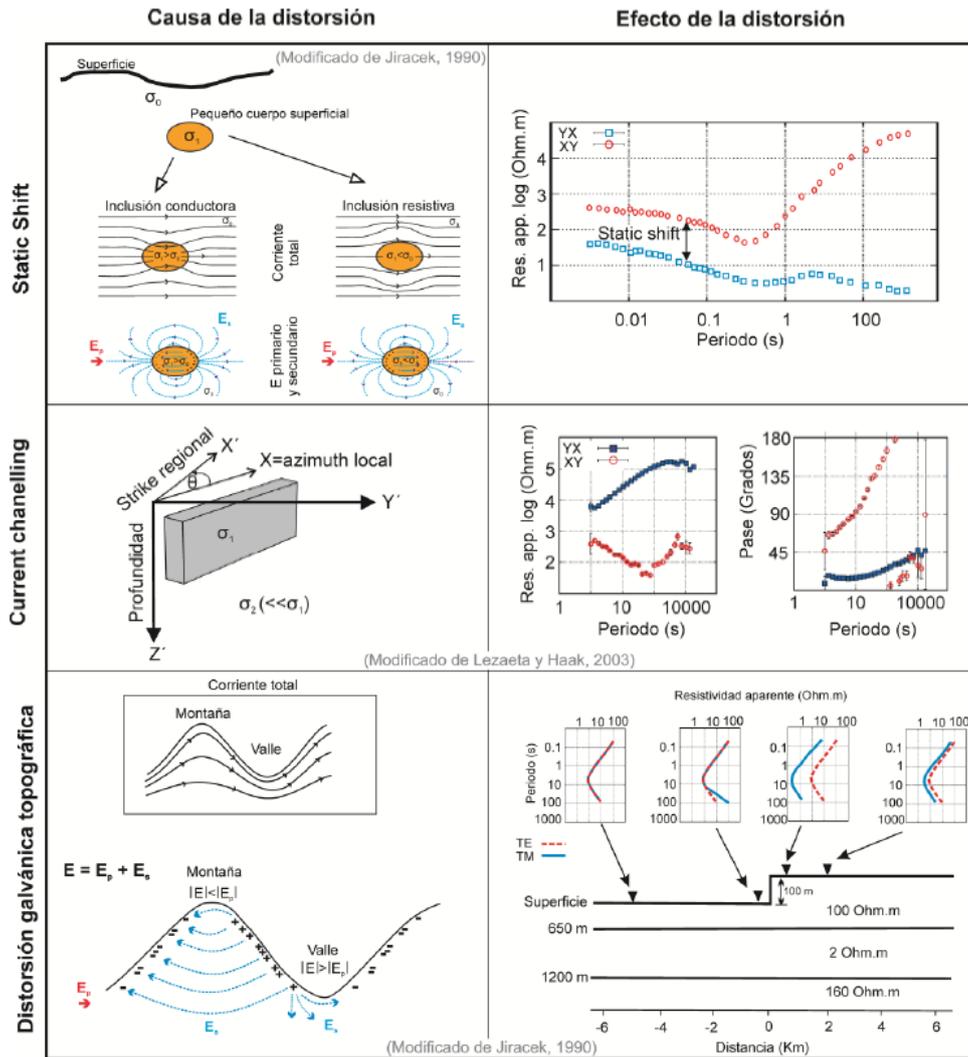


Figura 3-7 cuadro resumen de los tipos de distorsión galvánica, las estructuras causantes de la distorsión se encuentran a la izquierda y a su derecha los efectos provocados en las curvas de resistividad aparente y fase. En medios 2D (Piña, 2014)

Las correcciones para static shift se clasifican mediante tres métodos:

- Corrección de periodos cortos, es decir, de las mediciones cerca de la superficie (por ejemplo, TEM, DC).
- Estadística (promedio), tiende a dar una relación, en lugar de valores absolutos del static shift, esta técnica es buena para conservar las dimensiones de una anomalía en un medio multidimensional, pero arroja valores erróneos en cuanto a conductividad y profundidad del cuerpo

- Correcciones de periodo largo, basándose en las estructuras profundas, o funciones de transferencia magnéticas.

### 3.5.2. *Métodos de corrección del static shift*

Técnicas para corregir la distorsión producida por el static shift

- Incorporación de información a priori sobre parámetros del modelo, para fijar un nivel de resistividad aparente
- Utilizar los registros de resistividad para determinar en la primera capa la resistividad también realizando sondeos electromagnéticos con fuentes artificiales TDEM cerca de las estaciones MT
- Modelado 3D, debido a que los cambios son tridimensionales, la interpretación de estos modelos de dimensiones superiores proporciona el grado de libertad en el modelo para explicar el cambio estático
- La inclusión de la topografía en la inversión de los datos
- Cálculo de la matriz de distorsión. Ya sea con el tensor de impedancia o alguna propiedad de este en parámetros distorsionados y parámetros sin distorsión, para recuperar datos de static shift. Entre los más utilizados esta la descomposición de Groom y Bailey (1989) y el cálculo de static shift usando el tensor de fase de (Bibby, Caldwell, & Brown, 2005).

### 3.5.3. *Modelado de los Datos Magnetotelúricos*

Una vez eliminados los efectos de la distorsión y realizando las rotaciones debidas en caso de estructuras bidimensionales se sigue con el modelado. El proceso de modelado implica la obtención de modelos geo eléctricos que representaran la distribución geo eléctrica de las

estructuras del subsuelo. Una vez analizados e interpretadas estos modelos obtendremos datos geológicos y geofísicos de las diferentes estructuras geológicas

#### 3.5.4. *Interpretación del modelo geo eléctrico*

Para la interpretación final se requiere de conocimiento geológico para descartar modelos no realistas ya que mediante la inversión se tiende a buscar la estructura que se ajuste más a los datos observados, el grado de su equivalencia dependerá de la dimensionalidad de los modelos presentados, si se presenta un caso unidimensional existirá en general una ambigüedad para determinar el espesor y la conductividad de determinadas capas, el carácter tensorial de los datos magnetotelúricos favorecerá para que exista un menor número de posibles modelos para ajustar los datos. Todos estos procesos se utilizarán para el caso del área de estudio la cual se abordará con más detalle en los siguientes capítulos,

# Capítulo 4

## 4. Preprocesamiento de datos MT

Se realizan exploraciones para encontrar yacimientos o reservorios geotérmicos los cuales se presentan comúnmente alrededor de puntos calientes los cuales en su mayoría son identificados en volcanes de un país, una vez estando en la zona los técnicos utilizan el método magnetotelúrico que, como ya se explicó en el capítulo 3, es una técnica geofísica pasiva para extraer información sobre la resistividad eléctrica del manto de la tierra por medio de campos eléctricos y magnéticos naturales en función de la frecuencia. Estos campos interactúan con las fluctuaciones temporales del campo magnético terrestre y las rocas internas que son eléctricamente conductivas generando campos internos secundarios tanto eléctricos como magnéticos, lo cual pueden provocar un pequeño error en las mediciones realizadas con el equipo de medición utilizado. Estos campos se pueden clasificar en distorsiones galvánicas e inductivas. Las distorsiones galvánicas surgen ante la acumulación de carga eléctrica en los límites de una anomalía conductiva en cuanto los campos primarios y secundarios están en fase, los efectos de la distorsión persistirán en todas las frecuencias por otra parte la distorsión inductiva son los campos secundarios surgen de las corrientes de Eddy en el interior de la anomalía conductiva, para el caso de este método magnetotelúrico las distorsiones de tipo inductivo pueden ignorarse. Es importante mencionar que algunos equipos de medición en la

actualidad tienen incorporados los filtros para corregir esta distorsión. Finalmente, al obtener toda la información se lleva a los centros de investigación para llevar a cabo el procesamiento de estos datos.

En este capítulo presentaremos el preprocesamiento de los datos magnetotelúricos obtenidos de una exploración alrededor del volcán Paka ubicado en el país República de Kenia en África oriental, dichos datos son proporcionados en archivos con extensión Edi y en el cual se utilizara la herramienta MTPy (Kirkby, Zhang, Hassan, & Duan, 2019) (Krieger & Peacock, 2014) programada en su totalidad en el lenguaje de programación de alto nivel y de propósito general Python (Van Rossum & Drake, 2009) para la manipulación de los datos MT.

#### 4.1. Adquisición de Datos

La adquisición de los datos en terreno consiste en la medición de intensidad de los campos eléctricos horizontales, y de los campos magnéticos horizontales y verticales, utilizando el equipo Phoenix V5 System 2000™. Los datos fueron proporcionados por la Geothermal Development Company (GDC), es una empresa de propiedad totalmente gubernamental en el sector energético de Kenia. Formada en el 2008 con el propósito especial para acelerar el desarrollo de los recursos geotérmicos en Kenia.



Figura 4-1 Componentes del Equipo Phoenix V5 System 2000.

#### 4.2. Transformación de las series de tiempo.

Una vez transferidos los datos del instrumento de medición a la computadora, el primer paso es la transformación de las series de tiempo a su forma espectral.

Los elementos del tensor  $Z_{ij}$  se calculan como promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes ortogonales del campo a partir del sistema de ecuaciones del tipo (Madden & Nelson, 1964):

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle \quad \text{Ecuación 4.1}$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle \quad \text{Ecuación 4.2}$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle \quad \text{Ecuación 4.3}$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle \quad \text{Ecuación 4.4}$$

En donde  $H_x^*$  y  $H_y^*$  son los complejos conjugados de  $H_x$  y  $H_y$ . En este sistema de ecuaciones las componentes  $Z_{ij}$  son las incógnitas, en tanto que las componentes horizontales del campo EM son los coeficientes del sistema, que corresponden a las componentes de dicho campo medidas en superficie. A partir de esto se obtiene las curvas de las resistividades y de las fases que se pueden utilizar independientemente para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se logra un ajuste mucho más robusto, y por lo tanto más preciso (Uribe Marín, 2015).

En la prospección geofísica la inversión permite que a partir de datos medidos en campo con diferentes equipos (gravímetros, equipos eléctricos, equipos electromagnéticos, etc.) se obtenga un modelo que incluya las propiedades físicas del terreno para describir el subsuelo.

Un buen modelo a partir de la inversión es uno que reproduce los datos medidos geofísicamente y es consistente con la información disponible, por ejemplo, información geológica. Al realizar una inversión se infieren las resistividades del interior de la Tierra en el espacio del modelo a partir

de las respuestas MT observadas en determinadas ubicaciones de la superficie y en determinadas frecuencias. Como se ha mencionado anteriormente, en el caso 2D se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización, una cuando el flujo de corriente es máximo paralelo a la estructura (TE), y otro perpendicular a la misma, por lo que el campo magnético será paralelo a la estructura (TM).

### *4.3. Dimensionalidad del medio*

Para poder realizar un correcto preprocesamiento de los datos MT, primero se tiene que llevar a cabo un análisis de dimensionalidad, el cual consiste en analizar la estructura compleja del subsuelo.

Los fenómenos que modifican las respuestas magnetoteléuricas que afectan y se ve reflejado en las curvas de resistividad y de fase, y que se generan por inhomogeneidades cercanas a la superficie, se pueden agrupar en distorsión inductiva y distorsión galvánica. La distorsión inductiva es despreciable, por lo que no se corrige y la distorsión galvánica, se discutirá a continuación.

#### *4.3.1. Indicadores de dimensionalidad*

Se estudiarán dos parámetros invariantes bajo rotación, el skew convencional y el skew regional, los cuales determinan si los datos de estudio pueden ser interpretados mediante 1D, 2D o 3D.

### *Skew convencional*

Es un coeficiente adimensional que define la semejanza entre el tensor de impedancia observado y uno ideal 2D (Swift, 1967). Y se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\kappa = \frac{|Z_{xx}+Z_{yy}|}{|Z_{xx}-Z_{yy}|} \text{ Ecuación 4.5}$$

Los términos  $Z_{xx} + Z_{yy}$  y  $Z_{xx} - Z_{yy}$  son invariantes ante las rotaciones, entonces  $\kappa$  también lo es. Si  $\kappa < 0.1$  el tensor de impedancia es considerado como 1D, y será suficiente solo utilizar un algoritmo unidimensional para los datos, porque es un medio estratificado, si  $\kappa$  es inestable, ósea, si varía de una frecuencia a otra, entonces este tiende al infinito, indicando también 1D y si  $\kappa$  es estable y menor a 0.3 se asumen que el medio es 2D.

### *Skew sensitivo a la fase*

Si el campo magnético no es despreciable entonces se tiene una diferencia de fase entre los elementos de cada columna del tensor de impedancia, lo que significa que el tensor rotado no ajusta idealmente a uno 2D. según (Bahr, 1987) el skew sensitivo a la fase se define como:

$$\eta = \frac{|[D1,S2]-[S1,D2]|^{\frac{1}{2}}}{|D2|} \text{ Ecuación 4.6}$$

Si  $\eta$  es menor que 0.3 entonces el medio es 2D.

## *4.4. Dimensionalidad con MTpy*

Para estimar la dimensionalidad del medio la librería MTpy desarrollada por (Kirkby, Zhang, Hassan, & Duan, 2019) (Krieger & Peacock, 2014) la estima a partir del tensor de fase dado el criterio de umbral sobre el ángulo de inclinación y la excentricidad siguiendo a (Bibby, Caldwell, & Brown, 2005) y (Booker, 2014).

El tensor de fase es un objeto dentro del `mt_obj`, cuando lea un archivo `edi`. El `mt_obj` contendrá automáticamente el tensor de fase, para ver los atributos de este, se puede escribir `mt_obj[TAB]` para ver por ejemplo el ángulo Skew.

```
from mtpy.core.mt import MT
import matplotlib.pyplot as plt
# Define the path to your edi file and save path
edi_file = r"C:\local\pak84.edi"
mt_obj = MT(edi_file)
# look at the skew values as a histogram
plt.hist(mt_obj.pt.beta, bins=50)
plt.xlabel('Skew angle (degree)')
plt.ylabel('Number of values')
```

Salida

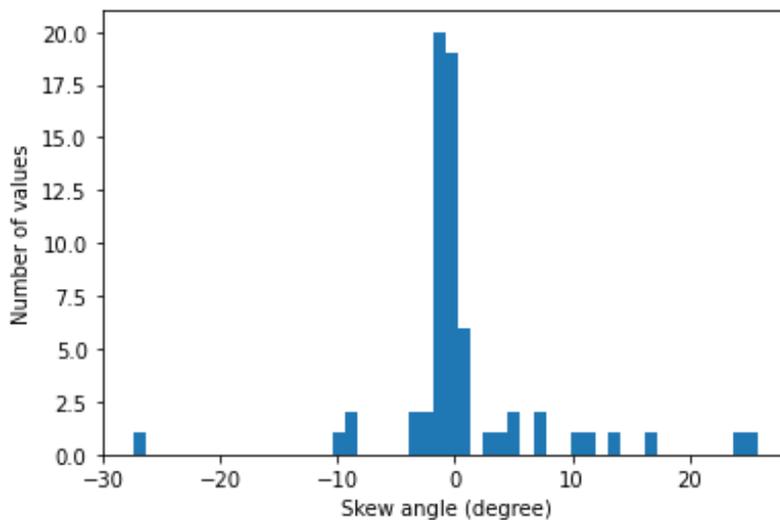


Figura 4-2 Histograma ángulo Skew para el archivo Pak84.edi

Para observar la dimensionalidad, usamos el tensor de fase para determinar que partes del tensor de impedancia son 1D, 2D o 3D.

El código siguiente devuelve una matriz con un valor (1, 2 o 3) que representa la dimensionalidad.

```
from mtpy.analysis.geometry import dimensionality
from mtpy.core.mt import MT
import os

edi_file = r"C:\local\pak84.edi"
savepath = r"C:\tmp"
```



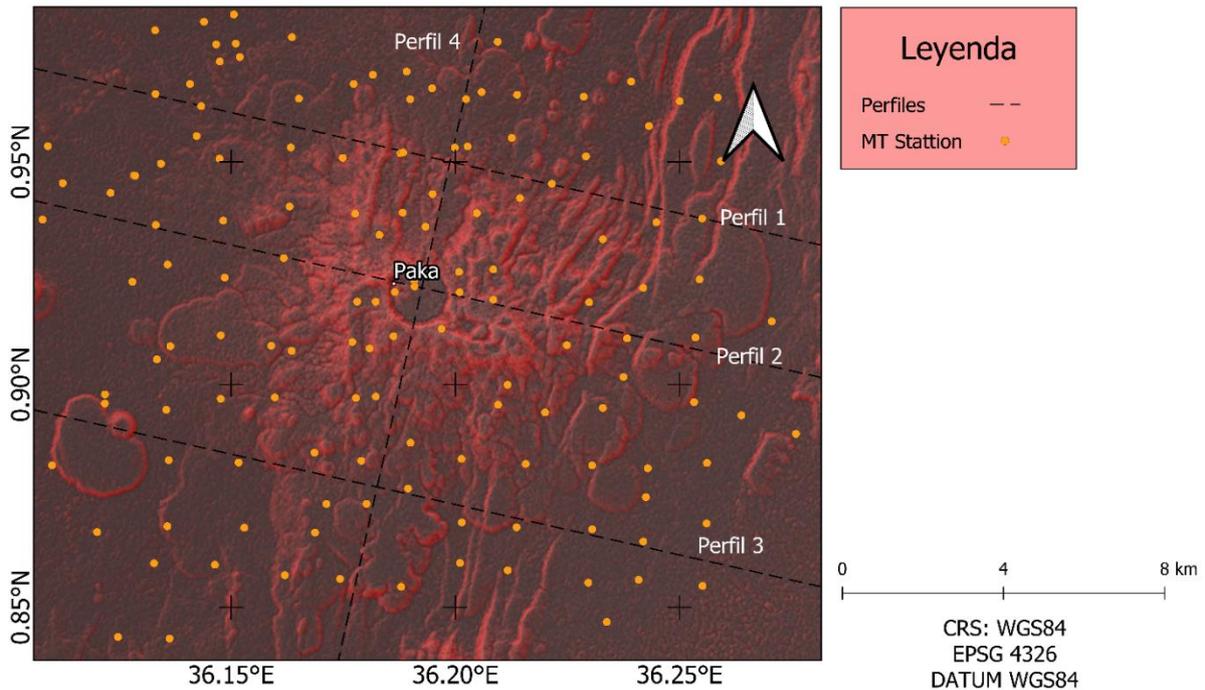


Figura 4-3 Perfiles para la Inversión 2D y estaciones MT disponibles

#### 4.5.1. Corrección de distorsión

Debido a que los aparatos de medición ya tienen incluido filtros para quitar la distorsión o el desplazamiento estático de las mediciones, pero si algún técnico al realizar la medición no tenga activado estos filtros se pueden agregar las correcciones que tiene incluido MTpy llamados: `remove_distorsion` y `remove_static_shift`. Para quitar la distorsión estática se utiliza `remove_static_shift` y se introduce el factor de corrección para manipular las curvas de resistividad aparente para una mayor precisión. En nuestro caso los archivos ya contenían las correcciones aplicadas. Los factores de la función `remove_static_shift` deben ser interactivos, ya que estos desplazan la curvatura arriba o abajo. Además, debe ser por cada archivo de dato MT por lo que el valor del factor no será el mismo para todos los archivos.

#### 4.6. Resistividad Aparente y Curvas de Fase.

La resistividad aparente y la fase se calculan para cada frecuencia en cada estación MT a partir de los componentes de impedancia después de procesar los datos medidos. Los datos de una

sola estación MT se pueden trazar para mostrar cómo la resistividad aparente varía con la frecuencia (o el período) y con la profundidad. Las frecuencias altas reflejan respuestas de estructuras de poca profundidad y las frecuencias bajas reflejan respuestas de estructuras en zonas más profundas. Cabe señalar que tanto la resistividad aparente como el período se trazan en una escala logarítmica. Curvas de fase y resistividad aparente para cada componente del tensor de impedancia (por ejemplo, el componente xy, etc.) también se puede trazar de manera similar. Las curvas de sondeo MT pueden proporcionar información sobre las estructuras que se pueden esperar del modelado y la inversión posteriores.

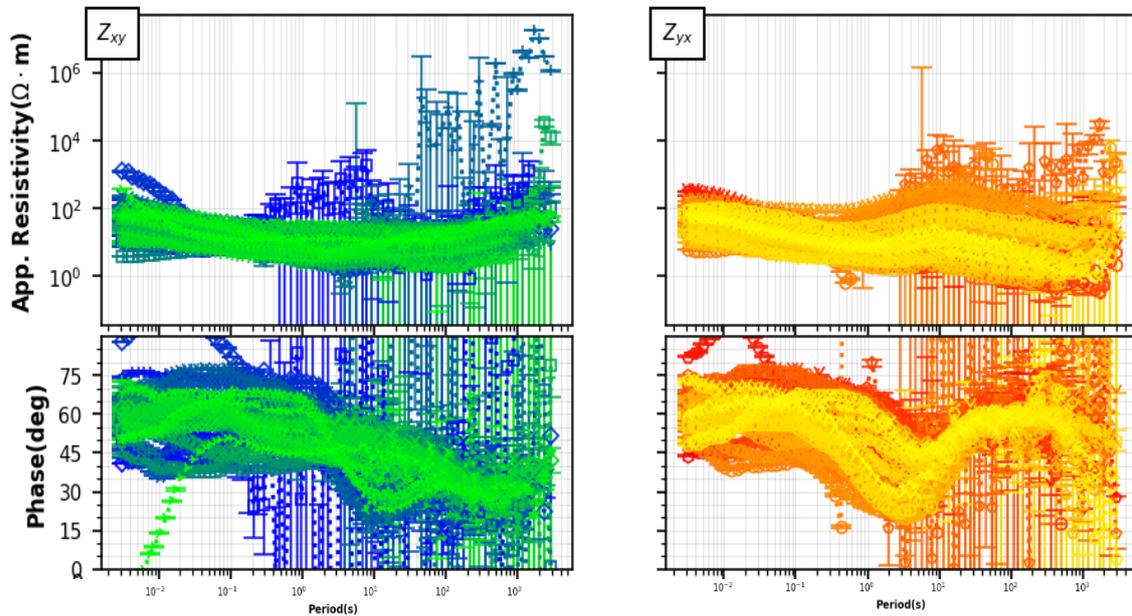


Figura 4-4 Resistividad Aparente y Curvas de Fase para las 48 estaciones del campo geotérmico de Paka

#### 4.7. Mapa tensor de fases

Como se mencionó anteriormente, para el caso 1D la representación gráfica del tensor de fase corresponde a un círculo en tanto que el Skew ( $\beta$ ) es cero. Para el caso 2D, el Skew del tensor de fase debe ser cero o presentar valores cercanos a este ( $\pm 3^\circ$ ) y la dirección del Strike ( $\alpha - \beta$ ) debe mantenerse constante dentro del rango de frecuencias de interés, en caso contrario la dimensionalidad del medio es 3D (Caldwell, Bibby, & Brown, 2004) (Bibby & Caldwell, 2005) (Booker, 2014).

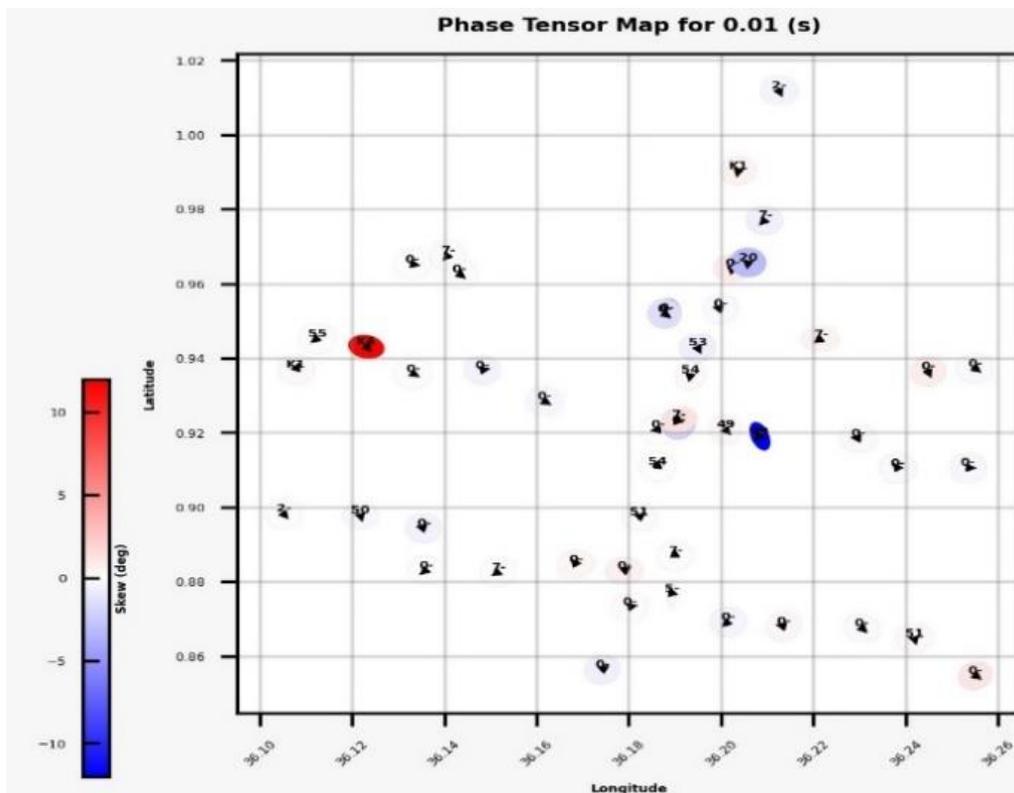


Figura 4-5 Tensor de fases y vectores de Inducción a 100Hz

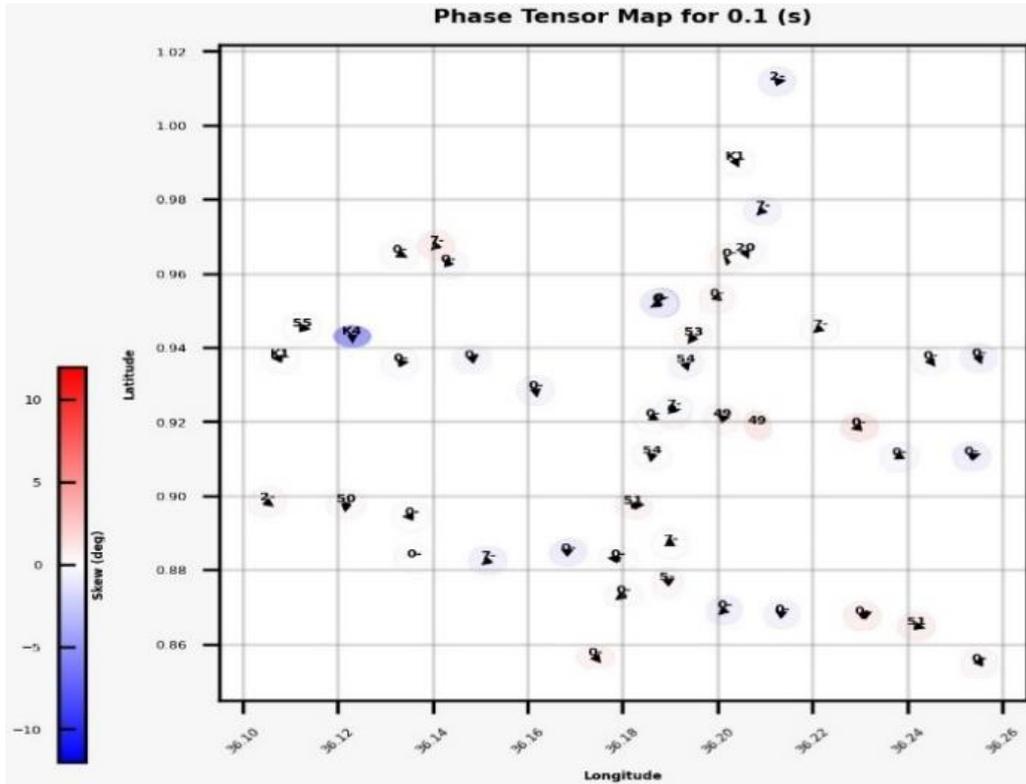


Figura 4-6 Tensor de fases y vectores de Inducción a 10Hz

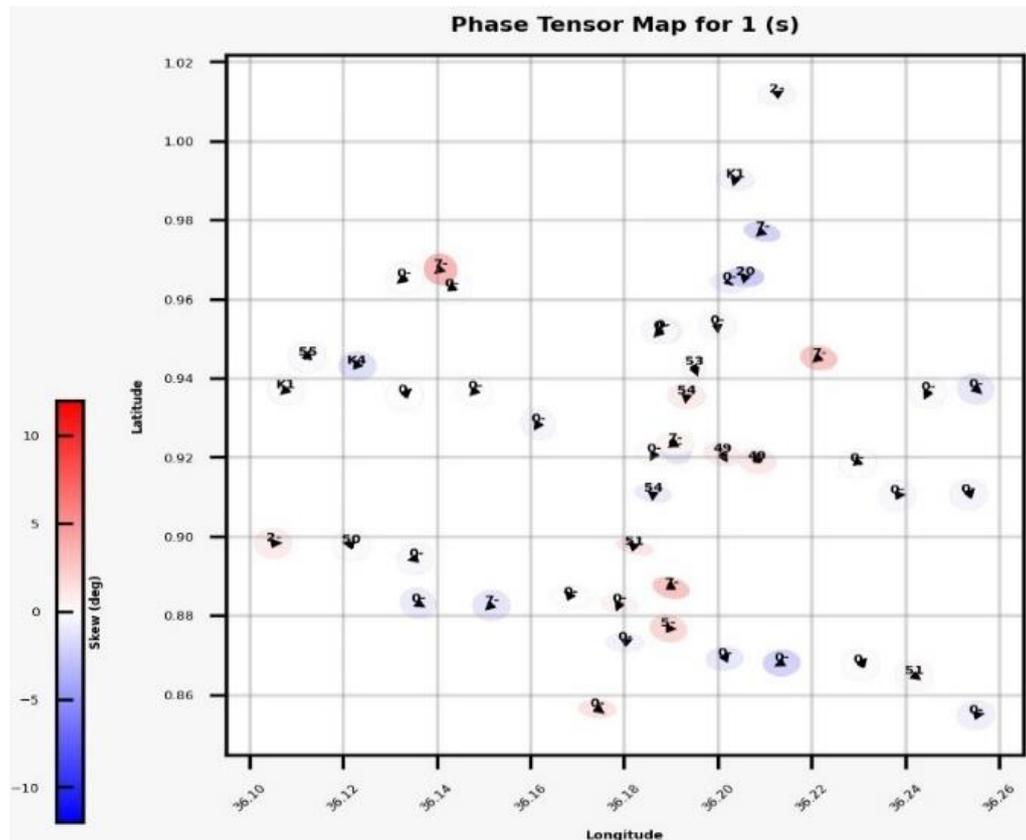


Figura 4-7 Tensor de fases y vectores de Inducción a 1Hz

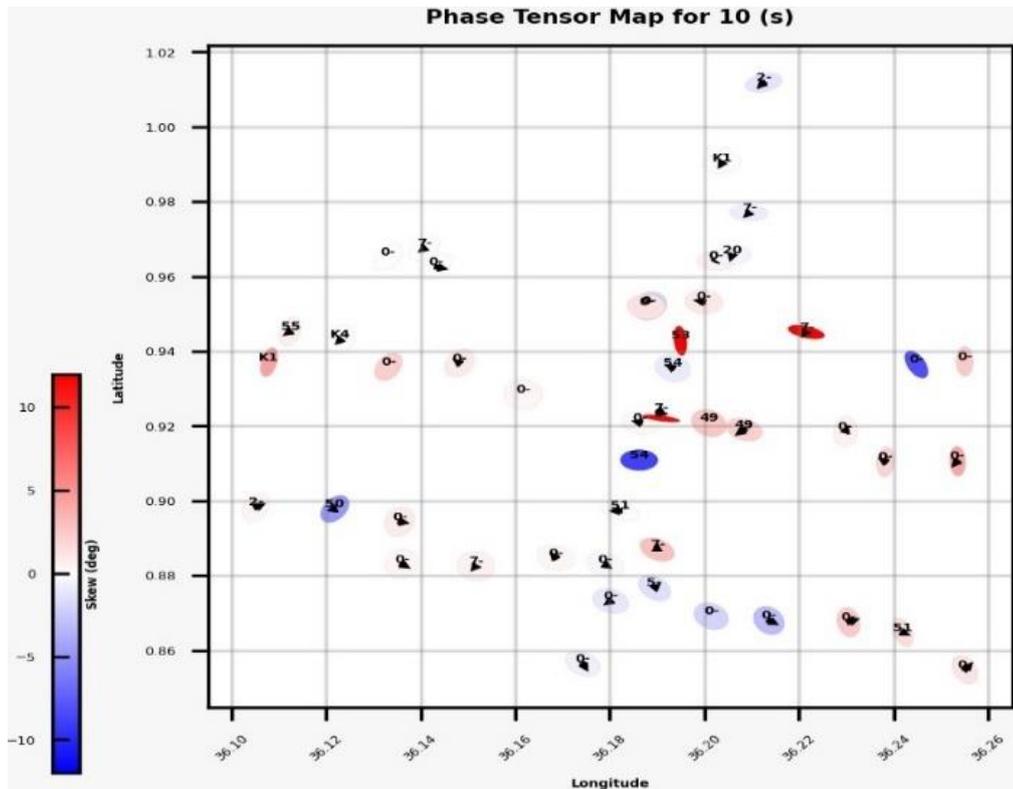


Figura 4-7 Tensor de fases y vectores de Inducción a 0.1Hz

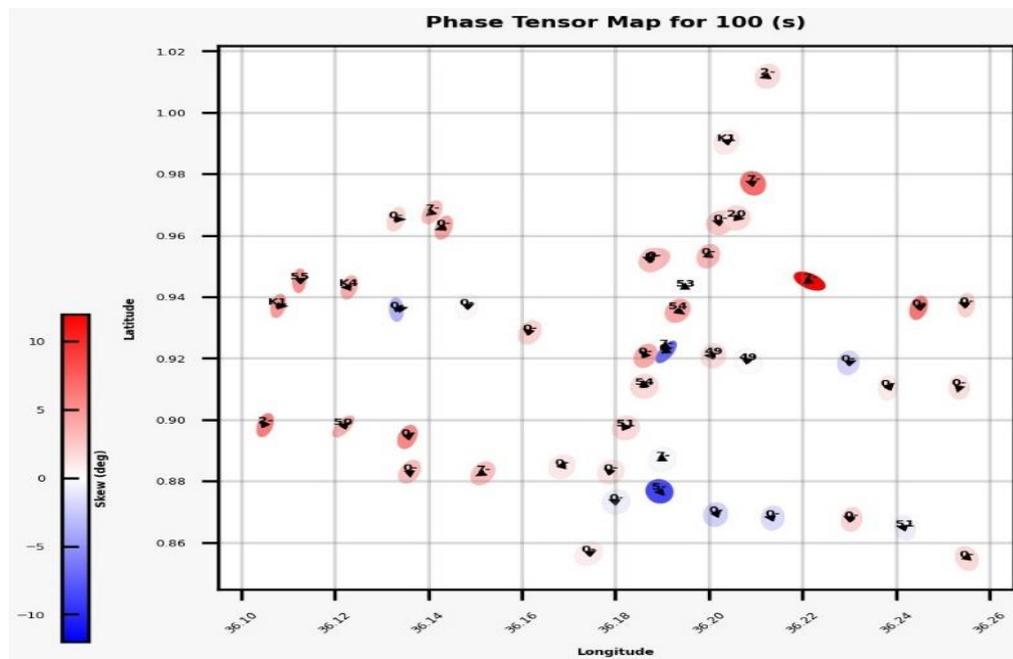


Figura 4-8 Tensor de fases y vectores de Inducción a 0.01Hz

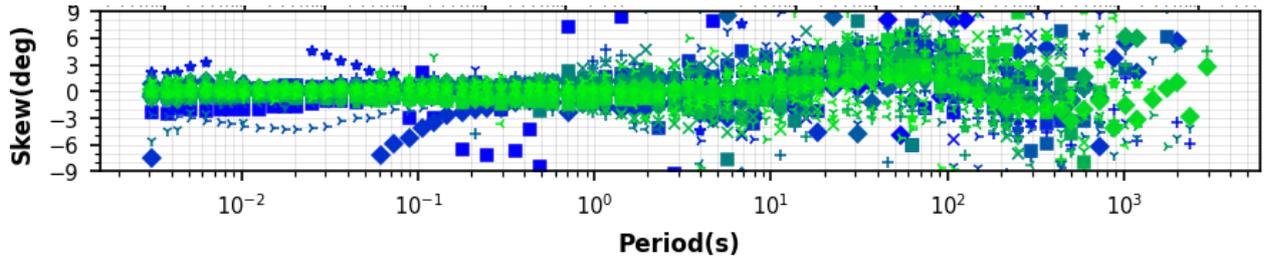


Figura 4-9 Skew en grados para las 48 estaciones del campo geotérmico de Paka

Los resultados del análisis de dimensionalidad muestran características superficiales en 1D y 2D y características más profundas en 3D.

#### 4.8. Estimación del Strike

Una vez que se ha determinado la dimensionalidad adecuada, si se considera que los datos son representativos de estructuras 2D o 3D/2D, se debe determinar la dirección del strike geoelectrico adecuada. Las primeras herramientas direccionales desarrolladas se basaron en las magnitudes del tensor de respuesta e intentaron antidiagonalizar el tensor de respuesta de una manera óptima (Maithya, 2020). (Swift, 1967) trató de estimar el strike encontrando el ángulo que maximiza los cuadrados de los términos fuera de la diagonal, que viene dado por la siguiente fórmula como:

$$\tan(4\theta_s) = \frac{(Z_{xx}-Z_{yy})(Z_{xy}+Z_{yx})^* + (Z_{xx}+Z_{yy})^*(Z_{xy}-Z_{yx})}{|Z_{xx}-Z_{yy}|^2 - |Z_{xy}-Z_{yx}|^2} \quad \text{Ecuación 4.7}$$

Donde  $(Z_{xy} + Z_{yx})^*$  es la conjugada compleja de  $(Z_{xy} + Z_{yx})$ .

(Bahr, 1987) introdujo por primera vez un método de estimación del ángulo Strike basado en la fase. Reconoció que cuando el tensor de respuesta para una estructura regional 2D se rota en coordenadas del Strike, las fases de las columnas son iguales. Esta condición se cumple en un ángulo  $\theta_B$  dado por:

$$\tan(2\theta_B) = \frac{[S_1.S_2] - [D_1.D_2]}{[S_1.D_1] + [S_2.D_2]} \quad \text{Ecuación 4.8}$$

Donde  $S_1, S_2, D_1, D_2$  se conocen como impedancias modificadas. La técnica más utilizada y más estable para la estimación del Strike es la propuesta por (Groom & Bailey, 1989) (McNeice & Jones, 2001) introdujeron un programa STRIKE basado en la descomposición de Groom y Bailey, y asegura una estimación mucho más estable del Strike. El estimador de Strike de Groom y Bailey es imparcial en presencia de ruido en comparación con los otros estimadores (Chave & Jones, 2012). La estimación del ángulo Strike para los datos de Paka se realizó utilizando el invariante rotacional (Weaver, Agarwal, & Lilley, 2000) y el tensor de fase (Caldwell, Bibby, & Brown, 2004) contenidos en MTpy. Las estimaciones del ángulo Strike para los datos de Paka con invariantes rotaciones, invariantes WAL (Weaver, Agarwal, & Lilley, 2000) se muestran en la Figura siguiente. Suponiendo que el norte es  $0^\circ$  y el ángulo Strike se mide en sentido horario positivo.

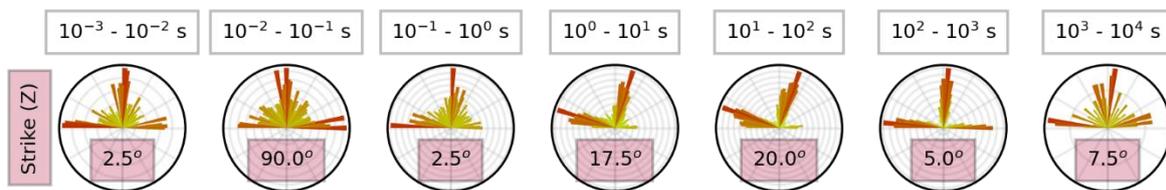


Figura 4-10 Diagramas de Rosas de estimaciones de Strikes para el conjunto de datos del campo geotérmico de Paka

# Capítulo 5

## 5. Inversión De Datos Magnetotelúricos.

Los resultados del análisis de dimensionalidad de los datos MT en el capítulo anterior mostraron características 1D y 2D para altas frecuencias (estructuras superficiales) y características 3D para bajas frecuencias (estructuras profundas). Esto implica que para el campo geotérmico de Paka, los modelos 1D y 2D no serían opciones adecuadas si se desea mapear estructuras en las partes más profundas del subsuelo.

Los datos de resistividad aparente del estudio MT se invirtieron utilizando una rutina de inversión para producir curvas unidimensionales (1-D) y secciones transversales bidimensionales (2-D) que muestran la resistividad “verdadera” en función de la profundidad. Esto se debe a que las técnicas de inversión 1-D y 2-D son muy útiles para inferir la variación resistividad vertical y lateral del subsuelo. Por lo tanto, se aplicaron inversiones extensas en 1-D y 2-D a los datos MT para comprender la estructura de resistividad en el área de estudio.

### *5.1. Inversión MT Unidimensional*

Se han desarrollado varios enfoques para la inversión 1-D de datos magnetotelúricos (Constable, Parker, & Constable, 1987) (Fischer & Lequang, 1982) (Parker, 1980) (Smith, 1988) Los algoritmos utilizados en las inversiones difieren según el tipo de modelo. Algunas técnicas de inversión asumen que el terreno está formado por una pila de capas uniformes, y

en otras, la variación de la resistividad con la profundidad es continua. (Maithya, 2020) Las técnicas de Inversión más utilizadas para los modelos 1-D son la de Occam y Marquardt-Levenberg. La inversión de Occam trata de encontrar el modelo más suave que se ajuste al conjunto de datos medidos dentro de ciertas tolerancias. (Constable, Parker, & Constable, 1987) La técnica de Marquardt-Levenberg es estable y eficiente para el ajuste de parámetros y se ha utilizado ampliamente para interpretar datos geoelectricos. (Inman, 1975) (Petrick, Pelton, & Ward, 1977). El estudio comparativo realizado por (Markakusumah & Srigutomo, 2015) donde se realizó una comparación entre Marquardt-Levenberg y los esquemas de inversión de Occam, muestra que Occam arrojo una mejor solución en términos de adecuación entre los datos observados y calculados; y también entre el modelo de prueba y el modelo invertido.

### 5.1.1. Inversión 1D Usando Occam

OCCAM1DCSEM es un paquete Fortran para generar modelos unidimensionales fluidos a partir de datos electromagnéticos y magnetotelúricos de fuente controlada. El paquete OCCAM1DCSEM se basa en un nuevo código directo CSEM 1D llamado DIPOLE1D, que se ha diseñado para manejar una cantidad diversa de escenarios de modelado CSEM 1D. Fue desarrollado por el Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California. San Diego y es de uso libre. (Key, 2011) La inversión 1D de Occam se basa en la minimización de la siguiente Función (Constable, Parker, & Constable, 1987).

$$U = \|\partial m\|^2 + \|\mathbf{P}(m - m_*)^2\| + \mu^{-1}\{\mathbf{W}\|\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})\|^2 - \mathbf{x}_*^2\} \quad \text{Ecuación 5.1}$$

El primer término de la ecuación representa la norma de la rugosidad del modelo y se calcula aplicando un operador diferencial  $\partial$  a los elementos del vector modelo  $m$ . El segundo término representa la actualización del modelo. La expresión antes del último término de la ecuación

es la medida del desajuste de datos entre las respuestas observadas ( $d$ ) y pronosticadas,  $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ .  $\mathbf{W}$  es la función de ponderación de covarianza de datos, que es una matriz diagonal con elementos correspondientes a errores estándar de datos invertidos. La función de ponderación de covarianza de datos  $\mathbf{W}$  pondera la contribución relativa de cada dato al desajuste en función de su incertidumbre. Por lo tanto, los datos con grandes errores se escalan para limitar su influencia, mientras que los datos con pequeños errores tendrán un mayor impacto (Key, 2011). El término  $\mu^{-1}$  es el multiplicador de Lagrange que sirve para equilibrar el ajuste de los datos, la aspereza y la preferencia del modelo. El ultimo termino  $X_*^2$  es el desajuste objetivo, que generalmente se elige para que el valor de la Raíz Media cuadrada (RMS) sea igual a uno.

$$X_{rms} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left( \frac{d_i - F_i(m)}{S_i} \right)^2} \quad \text{Ecuación 5.2}$$

Donde  $n$  es el número de datos y  $S_i$  es el error estándar del  $i$ -ésimo dato. Para una descripción más detallada de Occam puede consultar (Constable, Parker, & Constable, 1987).

Estación Paka 83

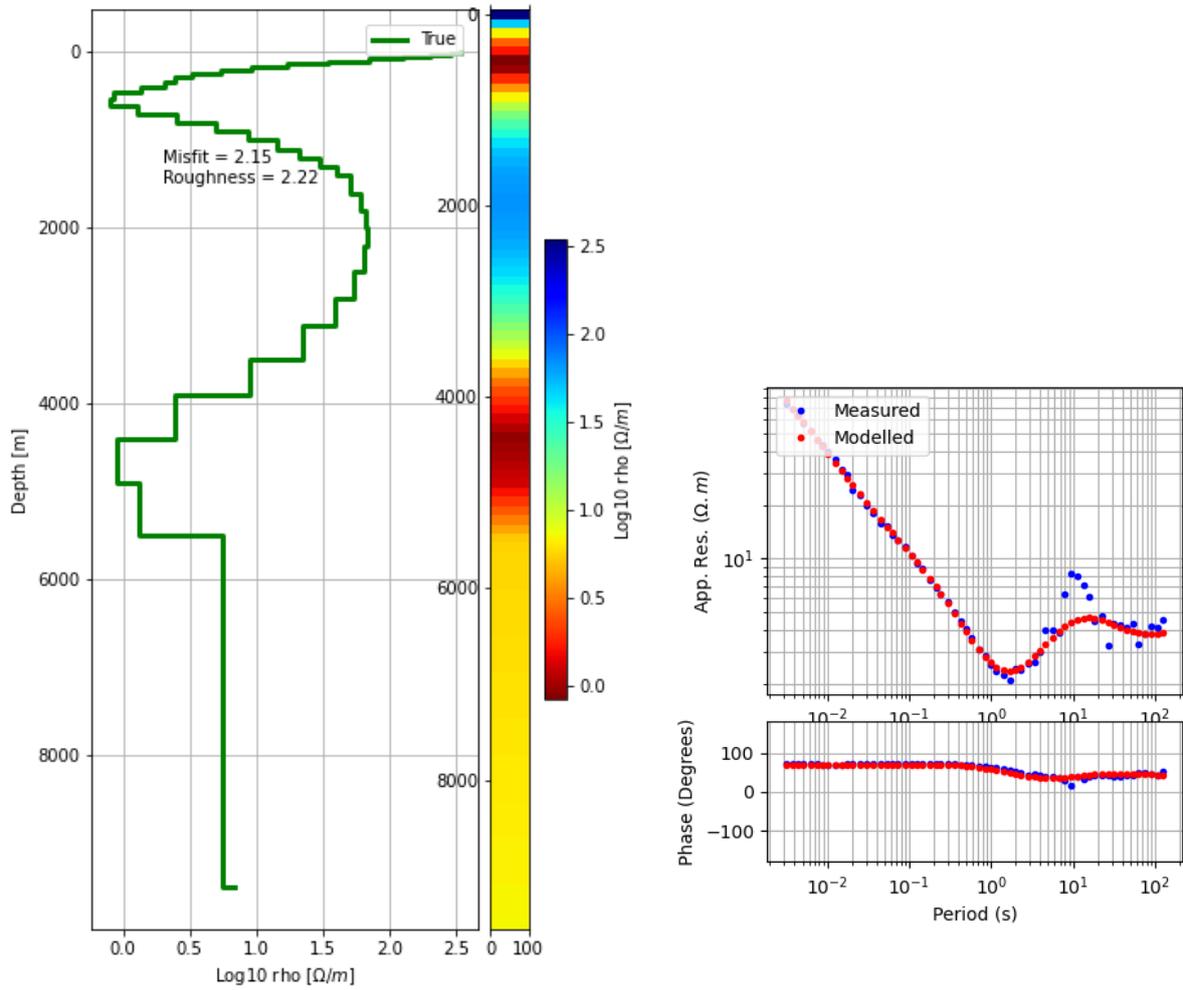


Figura 5-1 Modelo 1D y curva de ajuste para la Estación Paka 83

Estación Paka 84

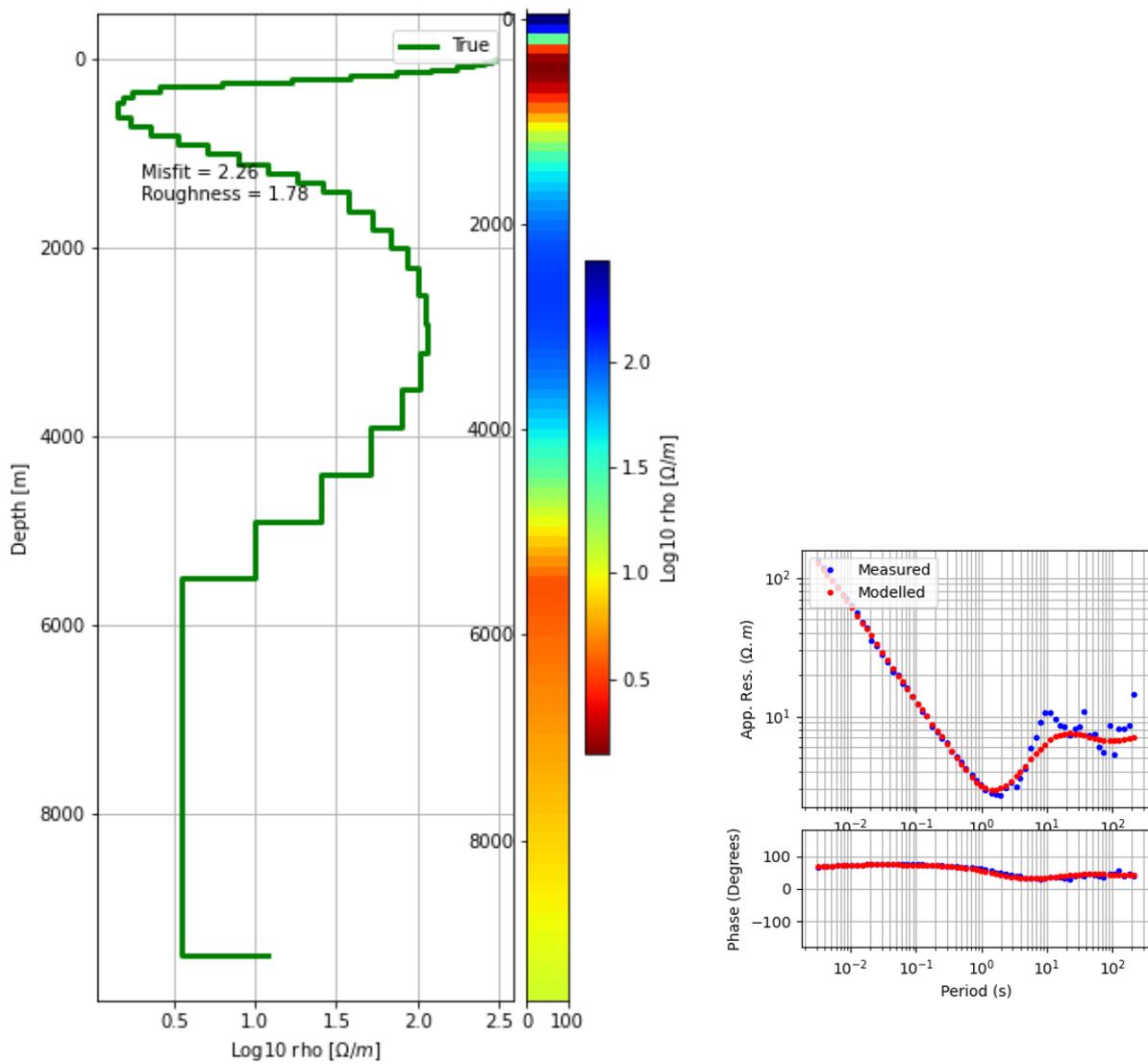


Figura 5-2 Modelo 1D y curva de ajuste para la Estación Paka 84

Estación Paka 95

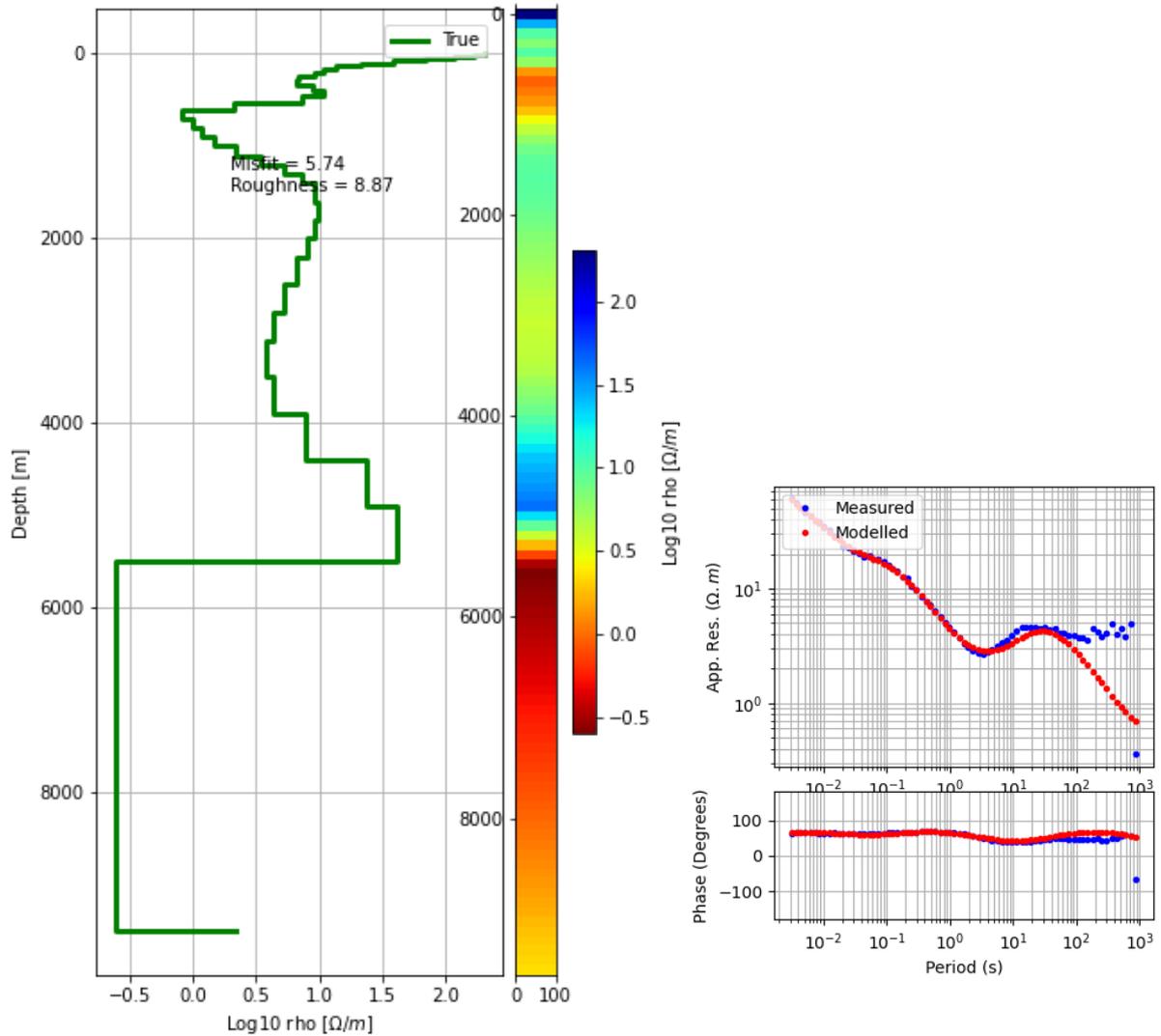


Figura 5-3 Modelo 1D y curva de ajuste para la Estación Paka 95

5.2. Inversión Bidimensional

En una inversión 2-D, se supone que la resistividad puede variar con la profundidad y una dirección lateral y que la resistividad es constante en la otra dirección horizontal (Strike eléctrico). La inversión se realiza para sondeos en perfiles aproximadamente perpendiculares al Strike Eléctrico. Si el sistema de coordenadas de configuración del campo no es perpendicular al Strike Eléctrico, los datos del Tensor de impedancia MT se rotan matemáticamente con un eje perpendicular al Strike Eléctrico y otro eje paralelo a él. Luego se

realiza la inversión para ajustar la resistividad aparente y los datos de fase calculados a partir de los elementos de impedancia con el campo eléctrico perpendicular al Strike (llamado modo TM) o el modo con el campo paralelo al Strike (llamado modo TE), o ambos simultáneamente. (Maithya, 2020)

Para la inversión 2-D de los datos de Paka MT, se utilizó el código de inversión 2-D de Occam en su versión 3.0 desarrollado por Scripps Institution of Oceanography basado en (deGroot & Constable, 1990). La inversión 2-D de Occam se basa en la reducción a sus valores mínimos de la siguiente expresión.

$$U = \|\partial_y m\|^2 + \|\partial_z m\|^2 + \mu^{-1} \{ \|W(d - F(m))\|^2 - X_n^2 \} \quad \text{Ecuación 5.3}$$

Donde la expresión,  $\|\partial_y m\|^2 + \|\partial_z m\|^2$  es una norma de la rugosidad del modelo,  $\mu^{-1}$  es el multiplicador de Lagrange, el tercer término de la ecuación representa el desajuste de los datos,  $W$  es la matriz de ponderación diagonal  $M \times M$ ,  $d$  representa el vector de observación, y  $F(m)$  representa la respuesta del modelo.

### 5.2.1. Modo Eléctrico Transversal (TE) y Modo Magnético Transversal (TM)

En el modelo 2-D ideal, las componentes de los campos eléctricos y magnéticos son perpendiculares ente sí, donde un campo eléctrico paralelo al Strike ( $E_x$ ) induce campos magnéticos en el plano vertical perpendicular al Strike ( $H_y, H_z$ ), mientras que un campo magnético paralelo al Strike ( $E_y, E_z$ ), solo induce campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al Strike ( $E_y, E_z$ ). El campo magnetotelúrico 2-D consta de los modos TE y TM. Los modos TM y TE ofrecen diferentes sensibilidades para estructuras cercanas a la

superficie y profundas, y proporcionan diferentes precisiones de aproximación 2-D de cuerpos reales 3-D. El modo menos afectado por los efectos 3-D depende de la posición de la estructura 3-D con respecto a la dirección del Strike regional 2-D. Cuando el cuerpo dimensional es normal al Strike regional, el modo TM se ve afectado por efectos galvánicos e inductivos, mientras que el modo TE se ve afectado principalmente por efectos galvánicos. En este caso, una interpretación 2-D del modo TM es propensa a errores. Cuando el cuerpo tridimensional es paralelo al Strike regional 2-D, el modo TE se ve afectado por los efectos galvánicos e inductivos, y el modo TM se ve afectado principalmente por efectos galvánicos, lo que lo hace más adecuado para la interpretación 2D (Wannamaker, Hohmannl, & Ward, 1984). En este estudio, se seleccionaron cuatro perfiles de resistividad, tres paralelos que atraviesan las estructuras geológicas y uno perpendicular a estos. Se realizó una inversión 2-D conjunta, que incluye tanto el modo TM como el TE, a lo largo de todos los perfiles. La inversión conjunta de los datos TE y TM se realizó para obtener una imagen general de la estructura de conductividad del subsuelo en el campo geotérmico de Paka que explicaría los datos de ambas polarizaciones simultáneamente.

### 5.2.2. *Misfit RMS*

El desajuste de la Raíz media cuadrada (RMS) para la inversión del perfil 1 se muestra en la *Figura 5-4*. El valor RMS para el perfil 1 converge hacia un valor mínimo de 1.66 a partir de la treceava iteración de un máximo de 30, normalmente se suele colocar un máximo de 100 en la primera inversión para garantizar una convergencia invariable, teniendo como referencia las inversiones 1-D las cuales muestran que los datos MT medidos son de una calidad excelente, para alcanzar la convergencia invariable se necesitan pocas iteraciones. La *Figura 5-4* también muestra un desajuste RMS que disminuye suavemente signo de una inversión estable. Los demás perfiles mostraron un comportamiento similar.

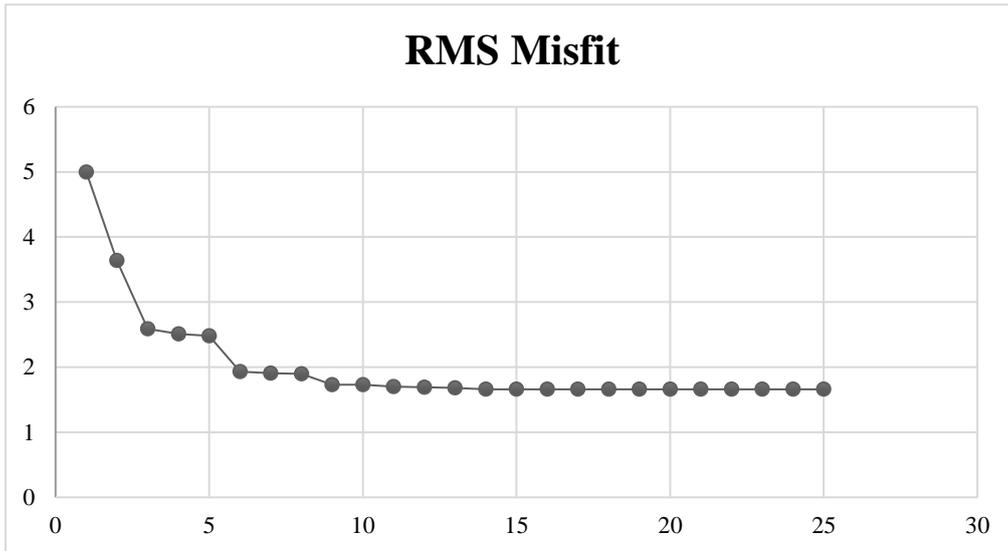


Figura 5-4 Grafico desajuste RMS versus número de iteraciones para el perfil 1

### 5.2.3. Resultados de la Inversión.

Al realizar la inversión 2-D, se consideraron cuatro perfiles; tres de ellos de Este a Oeste, perpendiculares a los lineamientos, (perfil 1,2 y 3) y el otro (perfil 4) de Sur a Norte paralelo a los lineamientos, como se observa en la figura siguiente

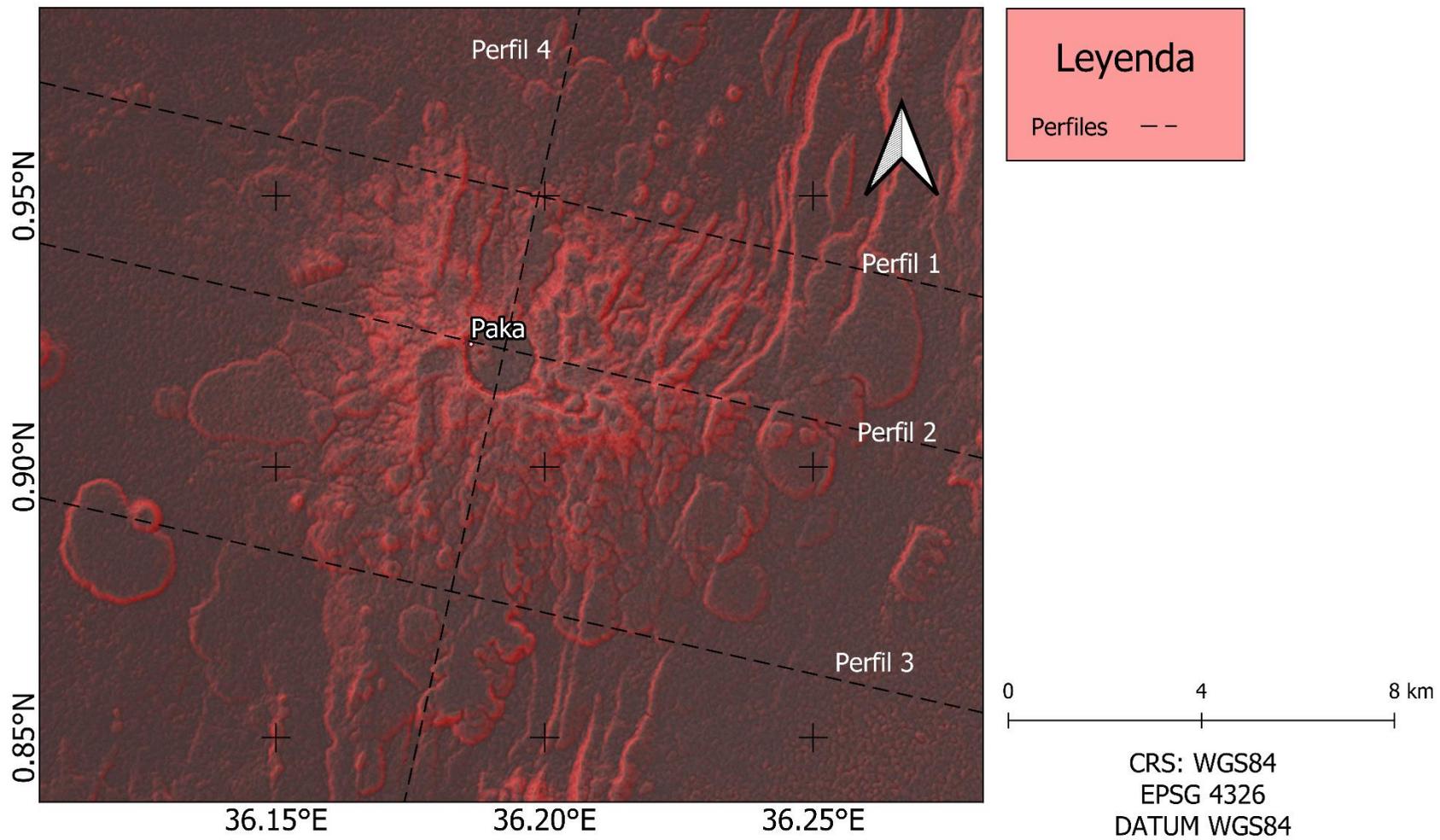


Figura 5-5 Distribución de Perfiles para la Inversión 2D

### Inversión Perfil 1

Para el perfil 1 se tiene una raíz media cuadrática general (RMS) de 1.88 después de 15 Iteraciones.

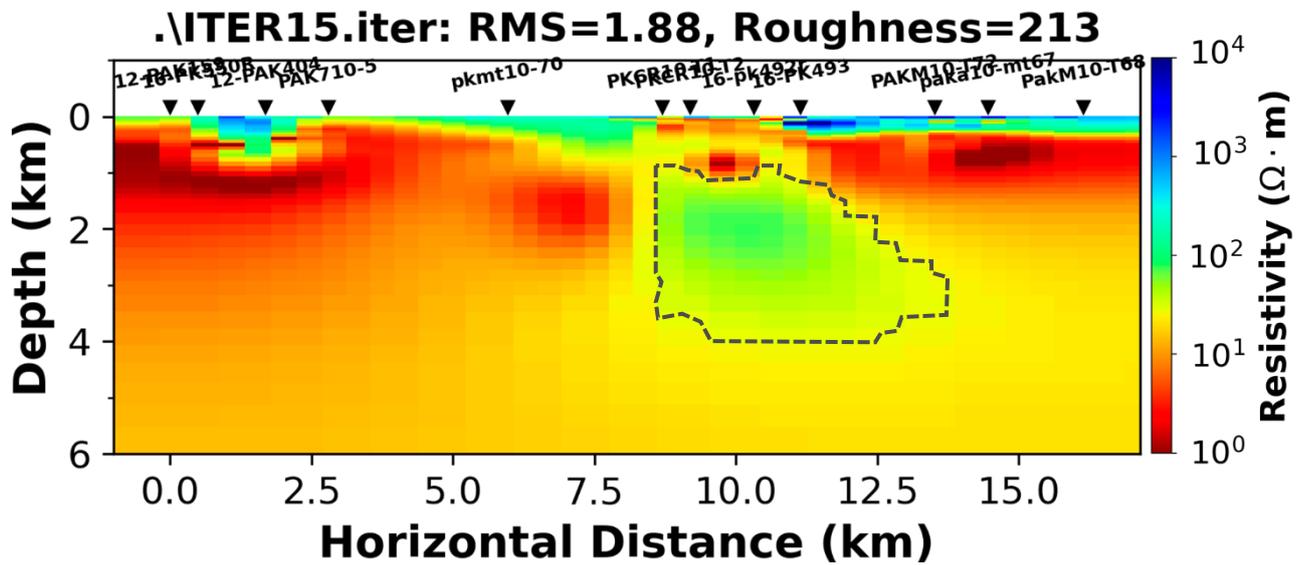


Figura 5-6 Inversión 2D para el perfil 1 con una profundidad de 6 km. El polígono muestra el lugar posible del reservorio geotérmico a una profundidad de 1 a 4 km y diámetro de 5 km aproximadamente.

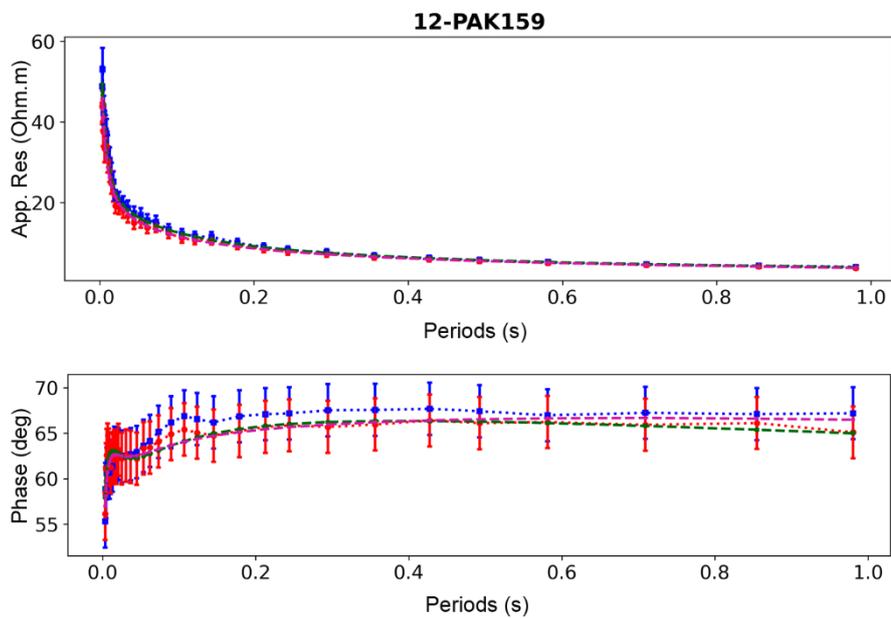


Figura 5-7 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 1 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo

*Inversión Perfil 2*

Para el perfil 2 se tiene una raíz media cuadrática general (RMS) de 1.66 después de 15 Iteraciones.

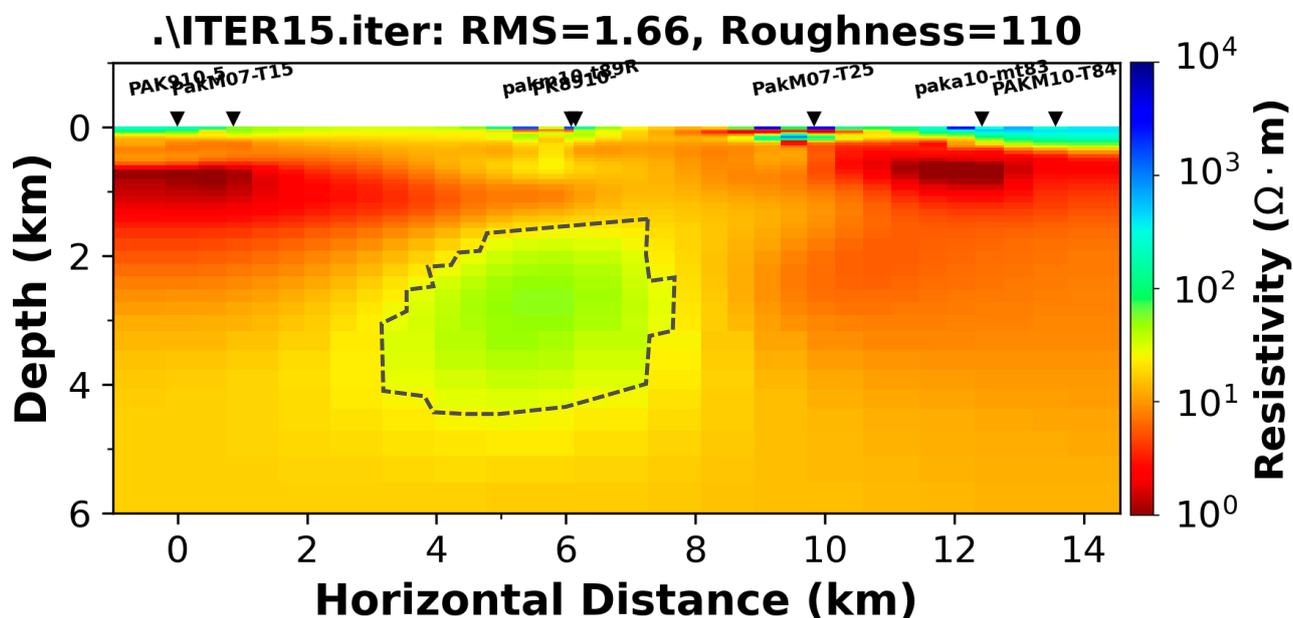


Figura 5-8 Inversión 2D para el perfil 2 con una profundidad de 6 km. El polígono muestra el lugar posible del reservorio geotérmico a una profundidad de 1 a 4.5 km y diámetro de 5 km aproximadamente.

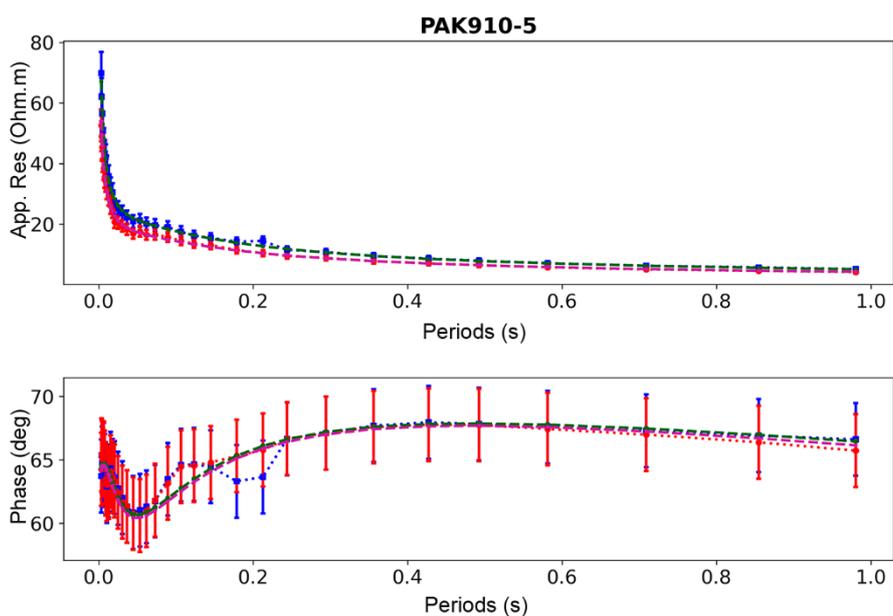


Figura 5-9 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 2 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo

**Inversión Perfil 3**

Para el perfil 3 se tiene una raíz media cuadrática general (RMS) de 1.38 después de 15 Iteraciones.

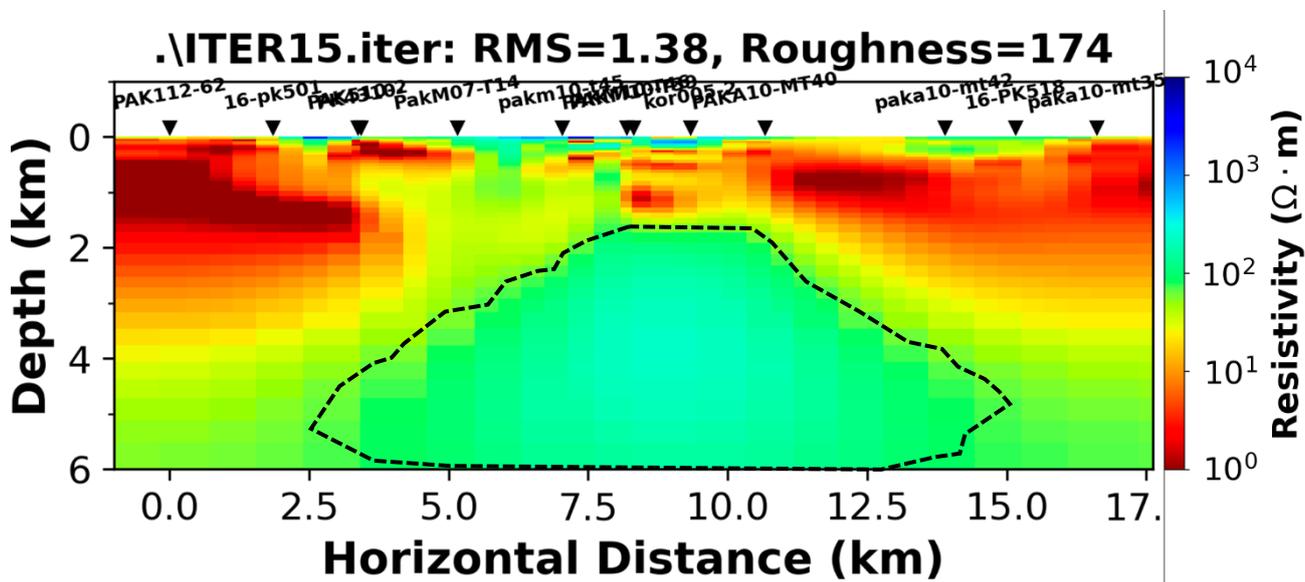


Figura 5-10 Inversión 2D para el perfil 3 con una profundidad de 6 km. El polígono muestra el lugar posible del reservorio geotérmico a una profundidad de 1 a 6 km y diámetro de 12.5 km aproximadamente.

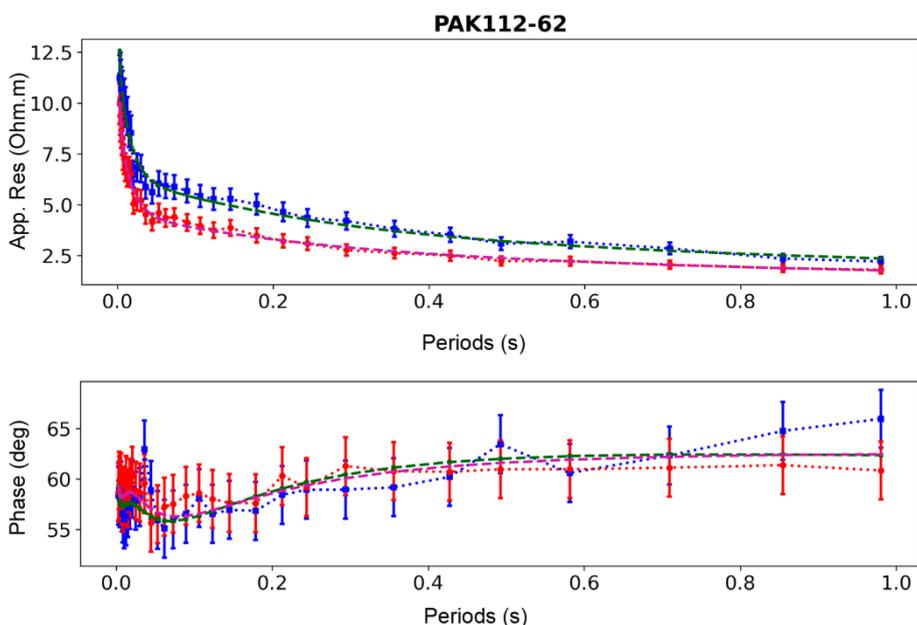


Figura 5-11 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 3 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo

*Inversión Perfil 4*

Para el perfil 4 se tiene una raíz media cuadrática general (RMS) de 1.82 después de 15 Iteraciones.

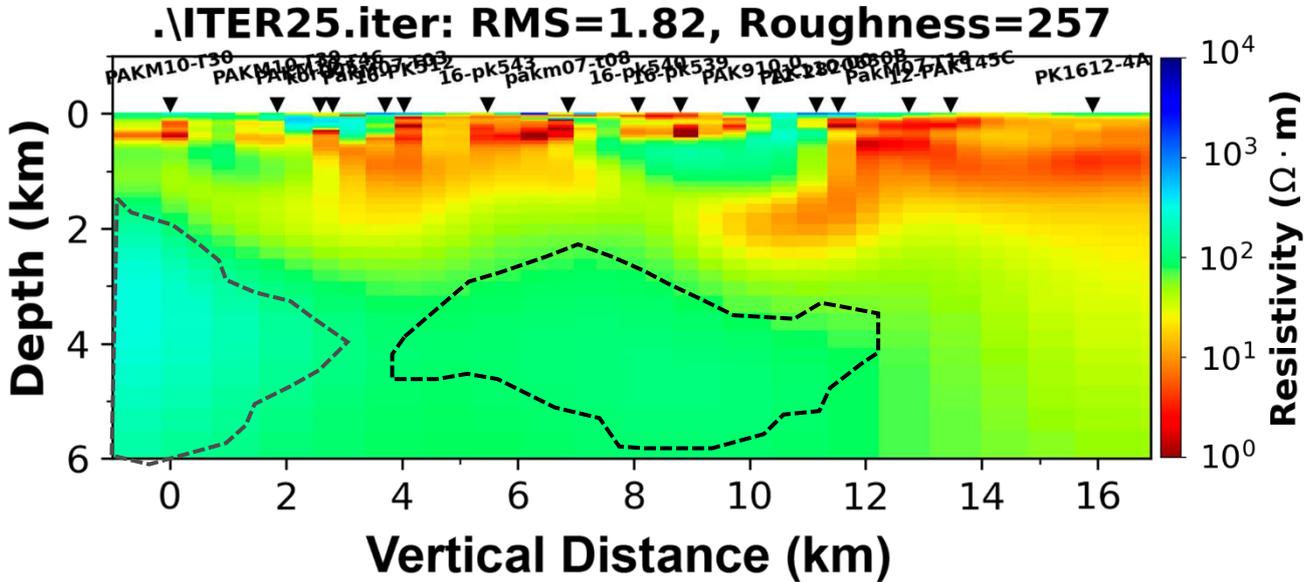


Figura 5-12 Inversión 2D para el perfil 4 con una profundidad de 6 km. Los polígonos muestran el ancho de los posibles reservorios geotérmicos identificados en los perfiles de inversión 1, 2 y 3.

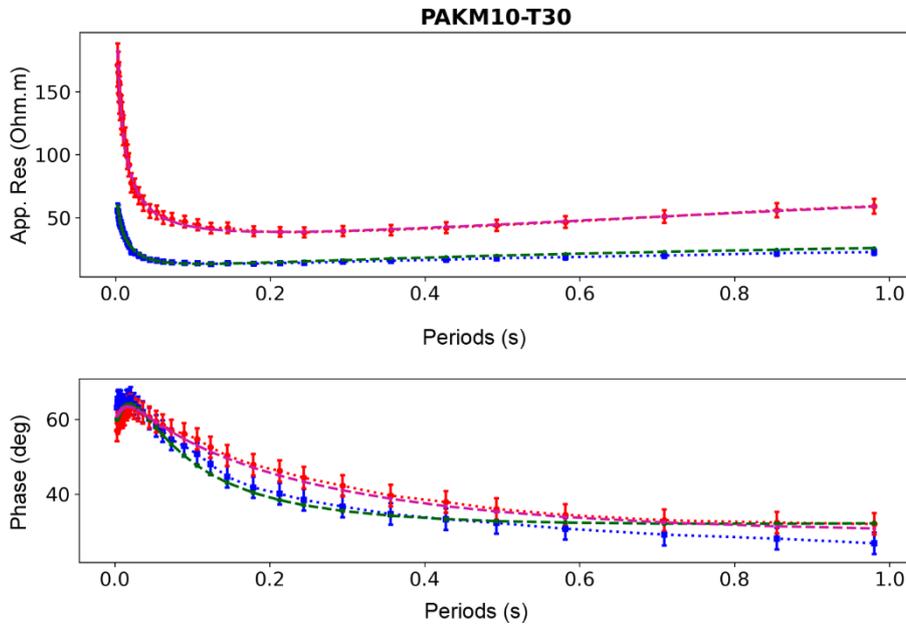


Figura 5-13 Resistividad Aparente y Fase para la primera estación del perfil 4 para el Modelo medido en Azul y Modelo Calculado en Rojo

# Capítulo 6

## 6. Conclusiones

El método magnetotelúrico es importante para la exploración de sistemas geotérmicos. Puede caracterizar diferentes zonas de alteración en un sistema geotérmico que podrían haber sido causadas por el movimiento de fluidos geotérmicos. Además, contiene información direccional y de profundidad sobre la estructura resistiva del subsuelo. Este método se discutió en detalle y se dieron explicaciones sobre cómo mide la estructura de resistividad del subsuelo desde la superficie de la tierra. Se presentan las ecuaciones que rigen el método MT y los pasos seguidos para determinar la distribución de resistividad en el terreno. Los datos adquiridos de algunos sondeos sufrieron cierto grado de distorsión, especialmente durante los períodos largos, lo que podría deberse al ruido. Se aplicó una técnica de eliminación de distorsión a los datos. La distorsión galvánica, comúnmente conocida como cambio estático, es causada por distribuciones de resistividad no homogéneas cerca de la superficie, así como por la topografía, y puede crear cambios estáticos (de amplitud) en los sondeos MT.

La inversión unidimensional de los datos MT, pertenecientes al campo geotérmico de Paka, indica la geometría de los sistemas geotérmicos asociados al volcán de Paka. Una capa poco profunda de alta resistividad cerca de la superficie ( $> 100\Omega$ ) que es una capa de formaciones

inalteradas de unos 300 m de espesor; el mecanismo de conducción podría ser por material poroso. La siguiente capa es de baja resistividad ( $< 10\Omega$ ) de unos 800 m de espesor que consiste en minerales de alteración como esmectitas y zeolitas, formadas por alteraciones hidrotermales; la conducción mineral domina esta capa. Sigue una anomalía de alta resistividad ( $> 100\Omega$ ) donde la resistividad está dominada por los minerales resistivos de alteración a alta temperatura clorita y epidota. A través de esta capa se define el sistema geotérmico en el intervalo de 1.5 km a 6 km de profundidad a partir de la superficie. Mas profundo aparece una anomalía de baja resistividad, representa un conductor profundo posiblemente esté relacionado con la fuente de calor.

La inversión bidimensional de los datos MT, pertenecientes al campo geotérmico de Paka, confirma la geometría obtenida en los modelos unidimensionales de los sistemas geotérmicos asociados al volcán de Paka. Para el perfil 2 que se encuentra justo bajo el volcán de Paka se puede observar una capa superficial de unos 300 metros con una alta resistividad ( $> 100\Omega$ ), se logran identificar 2 capas de sellos en los laterales con baja resistividad ( $< 10\Omega$ ) y una falla justamente bajo el volcán con una resistividad entre los ( $50\Omega - 100\Omega$ ) y se identifica el reservorio geotérmico a partir de 1.7 km de profundidad con una resistividad ( $> 100\Omega$ ) hasta los 5 km de profundidad, de unos 4 km de ancho. Provocado como se explicó anteriormente por los minerales resistivos de alteración a alta temperatura ( $230^\circ\text{C}$ ) clorita y epidota.

# REFERENCIAS

- Achieng, J., Mutua, J., Mibei, G., Olaka, L., & Wawa, k. A. (2017). Mapping of Hydrothermal Minerals Related to Geothermal Activities Using Remote Sensing and GIS: Case Study of Paka Volcano in Kenyan Rift Valley. *International Journal of Geosciences*, 711-725.
- Aguilar Arias, H., Mora Zamora, R., & Vargas Bolaños, C. (2014). METODOLOGÍA PARA LA CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA DE IMÁGENES ASTER, RAPIDEYE, SPOT 2 Y LANDSAT 8 CON EL MÓDULO FLAASH DEL SOFTWARE ENVI. *Revista Geográfica de América Central*, 2(53), 39-59.
- Arnason, & Karlsdottir R, E. F. (2000). *the resistivity structure of high-temperature geothermal systems in Iceland*. iceland: Arnason K. Karlsdottir R, Eysteinnsson, H., Flovenz, O.G., and Gudlaugsson S. Th., 2000: the resistivity Porcedings of the world geothermal Congress 200, Kyushu tohoku, Japan.
- ASF. (10 de enero de 2022). *ASF Alaska*. Obtenido de <https://asf.alaska.edu/data-sets/derived-data-sets/alos-palsar-rtc/alos-palsar-radiometric-terrain-correction/>
- Bahr, K. (1987). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics*, 62, 119-127.
- Bertani, R. (2016, March). Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics*, 60, 31-43. doi:10.1016/j.geothermics.2015.11.003.
- Bibby, H. &., & Caldwell, T. &. (2005). Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, 163. 915-930.

- Bibby, H. M., Caldwell, T. G., & Brown, C. (2005). Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, 163(3), 915-930.
- Booker, J. (2014). The Magnetotelluric Phase Tensor. *Surveys in Geophysics*, 35. 10.1007/s10712-013-9234-2.
- Borner, T. &. (2007). ALOS PALSAR products verification. *Proceedings of IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 5214 - 5217.
- Bostick, F. (1977). A Simple and Almost Exact Method of MT Analysis. *Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration*, 183.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457-469.
- Cantwell, T. (1960). *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals*. Ph.D. Thesis Massachusetts Institute of Technology.
- Cargniard, L. (1953). *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting"*.
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Chen, R. F. (2015). Detecting and characterizing active thrust fault and deep-seated landslides in dense forest areas of southern Taiwan Using airborne LiDAR DEM. *Remote Sensing*, 7, 15443-15466. doi:10.3390/rs71115443
- Chiba, T. K. (2008). Red relief image map: new visualization method for three dimensional data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XXXVII, 1071 - 1076. doi:10.1.1.644.2038
- Christoph, D. (2020). *Topographic Openness Maps and Red Relief Image Maps in Qgis*. doi:10.13140/RG.2.2.18958.31047

- CNE. (2021). *Consejo Nacional de Energía*. Recuperado el 9 de Marzo de 2021, de Portal de Energías Renovables: <https://www.cne.gob.sv/>
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic soundig data. *Geophysics*, 289-300.
- Daxer, C. S. (2019). Morphology and Spatio-Temporal Distribution of Lacustrine Mass-Transport Depositis in Wörthersse, Eastern Alps, Austria. doi:10.1144/SP500-2019-179
- deGroot, H. C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 1613-1624.
- Dickson, M. H., & Fanelli, M. (2006). Geothermal Energy: Utilization and Technology.
- DiPippo, R. (2012). Geothermal Power Plans. In *Comprehensive Renwable Energy (Second Edition, vol 7)* (pp. 209-239). ELSEVIER.
- Dunkley PN, S. M. (199). La actividad geotérmica y la geología del sector norte del valle del Rift de Kenia. *Brit Geol Surv*.
- Dunkley, P. a. (1993). The geothermal activity and geology of the northern sector of the Kenya Rift Valley. *Br. Geol. Surv. Res. Rep.199*.
- Fernandes R.M.S, B. A. (2004). Angular velocities of Nubia and Somalia from continuous GPS data: implications on present-day relative kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 197-208.
- Fischer, G., & Lequang, B. (1982). Parameter trade-off in one-dimensional magnetotelluric modeling. *Journal of Geophysics-Zettschrift Fur Geophysik*, 206-215.
- Flóvenz, Ó. (2012). *Geothermal energy exploration techniques*. Oxford: Elsevier.
- GDC. (2019). *GDC Annual Report*.

- Geotermica Italiana. (1987). *Geothermal Reconnaissance Survey in the Menengai Bogoria area of the Kenya Rift Valley*.
- Groom, R. W., & Bailey, R. C. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1913-1925.
- Harsh, G., & Sukanta, R. (2007). Geothermal Energy. In *An Alternative Resource for the 21st Century* (pp. 199-229). ELSEVIER Science. doi:10.1016/B978-044452875-9/50008-3
- Herrera, R., Montalvo, F., & Herrera, A. (2010, April 25-29). El Salvador Country Update. *Proceedings World Geothermal Congress 2010*.
- IILA. (2010). Estado actual y desarrollo de los recursos geotérmicos en Centroamérica. En F. Montalvo, & J. Guidos, *Estado actual del desarrollo de los recursos geotermicos en El Salvador*. San Salvador.
- Inman, J. R. (1975). Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, 798-817.
- IRENA. (2017). *Geothermal Power Technology Brief*. Abu Dhabi: International Renewable Energy Agency. Retrieved from [www.irena.org](http://www.irena.org)
- IRENA. (2021). *Renewable Energy Statistics 2021*. Abu Dhabi: The International Renewable Energy Agency.
- Junge, A. (1996). *Characterization and correction for cultural noise, Surv. Geophys.,*
- Kato, & Kibuchi. (1950).
- Keller, G., & Frischknecht, F. (1966). Oxford: Pergamon Press.
- Keller, G., & Frischknecht, F. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting*. Pergamon Press.
- Key, K. (2011). *OCCAM1DCSEM: An Open-Source Inversion Program for Generating Smooth 1D Models from Controlled-Source Electromagnetic and Magnetotelluric Data*. San Diego: Scripps Institution of Oceanography University of California, .

- Kirkby, A., Zhang, F., Hassan, R., & Duan, J. (2019). The MTPy software package for magnetotelluric data analysis and visualisation. *Journal of Open Source Software*, 4(37), 1538. doi:10.21105/joss.01358
- Krieger, L., & Peacock, J. (2014). MTPy: A Python toolbox for magnetotellurics. *Computers and Geosciences*, 72, 167-175. doi:10.1016/j.cageo.2014.07.013
- Madden, & Nelson. (1964). A Defense of Cagniard's Magnetotelluric Method. *P.F.*
- Maithya, J. M. (2020). Application of Magnetotelluric and gravity techniques in characterization of geothermal resource in Eburru, Kenya.
- Markakusumah, R., & Srigutomo, W. (2015). Comparison of 1D magnetotelluric inversion using Levenberg-Marquardt and Occam's inversion schemes. *AIP Conference Proceedings*. doi:10.1063/1.4917160
- Maxwell, J. C. (1865). A dynamical theory of the electromagnetic field. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, 459-512.
- McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 158-173.
- Palacky, G. J. (1987). *Resistivity Characteristics of Geologic Targets*.
- Parker, R. L. (1980). The inverse problem of electromagnetic induction: Existence and construction of solutions based on incomplete data. *Journal of Geophysical Research*, 4421-4428.
- Parker, R. L., & Whaler, K. A. (1981). Numerical methods for establishing solutions to the inverse problem of electromagnetic induction. *Journal of Geophysical Research*, 9574-9584.
- Petrick, W. R., Pelton, W. H., & Ward, S. H. (1977). Ridge regression inversion applied to crustal resistivity sounding from South Africa. *Geophysics*, 995-1005.

- Piña, P. (2014). *Aplicacion del metodo magnetoteliruco a la caracterizacion de reservorios: Anticlinal del Hito y sistema geotermico de Tenerife*. Barcelona.
- QGIS. (2022). QGIS Geographic Information System. Retrieved from <http://www.qgis.org>
- Rodi, W., & Mackie, R. (2001). Nonlinear Conjugate Gradients Algorithm for 2-D Magnetotelluric Inversion. *Geophysics*, 174-187.
- Rokityanski, I. I. (1961). *On the application of the magnetotelluric method to anisotropic and inhomogeneous masses*. USSR Science Academy.
- Sanchez Jara, P. M. (2012). *La teledetección enfocada a la obtención de mapas digitales*. Obtenido de <http://dspace.ucuenca.edu.ec/handle/123456789/779>
- Serway, R. A., & Jewett, J. W. (2009). *Física para ciencias e ingeniería con física moderna*. Cengage Learning Editores.
- Simpson, F., & Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Smith, J. T. (1988). Magnetotelluric inversion for minimum structure. *Geophysics*, 1565-1576.
- Swift, C. M. (1967). *A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States*. Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology.
- Teklesenbet, B. (2012). Multidimensional inversion of MT data from Alid geothermal area Eritrea; comparison with geological structures and identification of a geothermal reservoir. *UNU-GTP*, 1-92.
- Tikhonov. (1950). *The determination of electrical properties of the deep layers of the Earth's crust*. Doklady.
- Uribe Marín, M. d. (2015). *Aplicacion del Método Magnetotelúrico (MT) en dos Zonas con Posible Potencial Geotérmico Ubicadas en la XI Región de Aysén, Chile*.

- Van Rossum, G., & Drake, F. L. (2009). Python 3.
- Vozoff, K. (1972). *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*. Geophysics.
- Wannamaker, P. E., Hohmannl, G. H., & Ward, S. H. (1984). Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 1517-1533.
- Ward, S. H., & Hohmann, G. W. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, 1*, 130-311.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., & Lilley, F. M. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 321-336.
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., & Pike, R. J. (2002). Visualizing topography by openness A new application of image processing to DEMs. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 68, 257-265.

# ANEXOS

*Anexo A*

*Anexo B*