



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO**  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
MAESTRÍA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**INVERSIÓN CONJUNTA 2D DE DATOS GRAVIMÉTRICOS, MAGNÉTICOS Y  
MAGNETOTELÚRICOS EN EL LAGO DE CUITZEO, MICHOACÁN, MÉXICO.**

## **TESIS**

PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

PRESENTA:  
**ABRAHAM DEL RAZO GONZALEZ**

ASESOR  
DR. ANGEL GREGORIO FIGUEROA SOTO

COASESOR  
DR. LUIS ALONSO GALLARDO DELGADO

Morelia, Mich.

Agosto, 2019.

## Tabla de Contenidos

RESUMEN.....	2
ABSTRACT .....	3
1.- INTRODUCCIÓN .....	4
1.1 JUSTIFICACIÓN .....	13
1.2 HIPÓTESIS.....	13
1.3 OBJETIVOS .....	13
1.4 MARCO TEÓRICO .....	14
1.4.1 <i>Métodos Potenciales</i> .....	14
1.4.2 <i>Método Magnetotelúrico</i> .....	33
2.- ESTADO DEL ARTE .....	45
2.1 MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL .....	45
2.2 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA GEOTÉRMICA DE CUITZEO, MICHOACÁN .....	52
2.3 GEOFÍSICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	54
3.- DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO DE INVERSIÓN CONJUNTA.....	59
3.1. FUNCIÓN DE GRADIENTES CRUZADOS .....	59
3.2 FUNCIÓN OBJETIVO .....	60
3.3 ESQUEMA DE INVERSIÓN .....	64
3.4 IMÁGENES GEOESPECTRALES.....	66
3.5 HISTOGRAMAS N-VARIADOS EN LA INTERPRETACIÓN DE IMÁGENES GEOESPECTRALES .....	66
3.6 VENTAJAS DE LA INVERSIÓN CONJUNTA.....	68
3.7 METODOLOGÍA .....	69
4.- RESULTADOS.....	70
4.1 SELECCIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA .....	70
4.1.1 <i>Selección de Datos Gravimétricos</i> .....	70
4.1.2 <i>Selección de Datos Magnéticos</i> .....	77
4.1.3 <i>Selección de Datos Magnetotelúricos</i> .....	82
4.2 PREPARACIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA.....	86
4.3 PARAMETROS DE INVERSIÓN .....	91
4.4 RESULTADOS OBTENIDOS CON INVERSIÓN CONJUNTA POR PERFILES .....	93
4.5 INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN .....	100
4.5.1 <i>Comparación con Inversión Independiente de Datos</i> .....	100
4.5.2 <i>Interpretación de Imágenes Geoespectrales</i> .....	102
5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	108
APENDICE A.....	110
APENDICE B.....	120
REFERENCIAS.....	126

## Tabla de Figuras

FIGURA 1: AUMENTO DE LA CAPACIDAD DE PRODUCCIÓN GEOTÉRMICA EN EL MUNDO. TOMADO Y MODIFICADO DEL REPORTE ANUAL DE PRODUCCIÓN GLOBAL DE ENERGÍA GEOTÉRMICA DEL 2016, GEOTHERMAL ENERGY ASSOCIATION (GEA). .....	5
FIGURA 2: PRIMERA PLANTA GEOTÉRMICA EN MÉXICO UBICADA EN PATHÉ, HIDALGO, ACTUALMENTE PIEZA DE MUSEO EN EL CAMPO LOS AZUFRES (TOMADO DEL BOLETÍN IIE AHORA INSTITUTO NACIONAL DE ELECTRICIDAD Y ENERGÍAS LIMPIAS INEEL, 1998). .....	6
FIGURA 3: (A) UBICACIÓN DE LOS CAMPOS GEOTÉRMICOS EN MÉXICO EN LA PARTE SUPERIOR (TOMADO DE GUTIÉRREZ-NEGRÍN, CON DATOS DE CFE Y GRUPO DRAGÓN, 2017); (B) POTENCIAL DE RECURSO GEOTÉRMICO EN MÉXICO EN LA PARTE INFERIOR (TOMADO DE PROSEDEN, 2018). .....	8
FIGURA 4: GENERACIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA EN MÉXICO DEL 2003 AL 2017 EN GIGAWATT-HORA DONDE LA GENERACIÓN POR GEOTERMIA ES PARTE DE LA BARRA AMARILLA (TOMADO DE PROSEDEN, 2018). .....	9
FIGURA 5: ENERGÍA ELÉCTRICA GENERADA EN MÉXICO AL CIERRE DE 2017 EN PORCENTAJE (TOMADO DE PROSEDEN, 2018). .....	9
FIGURA 6: PRONÓSTICO DEL PROGRAMA DE DESARROLLO DEL SISTEMA ELÉCTRICO NACIONAL PARA 2022 Y 2032 (TOMADO DE PROSEDEN, 2018). .....	10
FIGURA 7: CLASIFICACIÓN DE LOS RECURSOS GEOTÉRMICOS (GUTIÉRREZ-NEGRÍN, 2015). .....	10
FIGURA 8: MODELO CONCEPTUAL DE CUATRO DIFERENTES SISTEMAS GEOTÉRMICOS. 1. YACIMIENTOS DE ALTA ENTALPÍA. 2. EGS. 3. YACIMIENTOS DE BAJA ENTALPÍA. 4. YACIMIENTOS DE MEDIA ENTALPÍA (TOMADO DE IGC INVERST GEOTHERMAL, 2011). .....	12
FIGURA 9: COMPARACIÓN ENTRE ELIPSOIDE Y GEOIDE (TOMADO DE NATIONAL GEODETIC SURVEY). .....	16
FIGURA 10: DEFORMACIÓN DEL GEOIDE. (A) EFECTO A ESCALA CONTINENTAL, (B) EFECTO LOCAL DEBIDO A EXCESOS DE MASA. (MODIFICADO DE REYNOLDS, 1997). .....	18
FIGURA 11. ESQUEMA DE APLICACIÓN DE LA CORRECCIÓN DE BOUGUER (MODIFICADO DE REYNOLDS, 1997). .....	18
FIGURA 12: ESQUEMA DEL FUNCIONAMIENTO DEL MÉTODO DE NETTLETON PARA ESTIMAR DENSIDAD PROMEDIO PARA LA PLACA DE BOUGUER. (NETTLETON, 1976; MODIFICADO DE REYNOLDS 1997). .....	19
FIGURA 13: ESQUEMA DE FUNCIONAMIENTO DEL ALGORITMO DE CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA (MODIFICADO DE REYNOLDS, 1997). .....	20
FIGURA 14: VARIACIÓN EN LA DENSIDAD PARA DIFERENTES TIPOS DE ROCAS. (MODIFICADO DE TELFORD ET AL., 1990; REYNOLDS, 1997). .....	21
FIGURA 15: REPRESENTACIÓN DEL VECTOR DE CAMPO MAGNÉTICO. LA INTENSIDAD DE CAMPO (B) Y SUS PROYECCIONES, HORIZONTAL (H) Y VERTICAL (Z) ESTÁN RELACIONADAS A TRAVÉS DE LOS ÁNGULOS DE INCLINACIÓN (I) Y DECLINACIÓN (D) (MODIFICADO DE KEAREY ET AL., 1984). .....	24
FIGURA 16: INTERACCIÓN DEL VIENTO SOLAR Y EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE A TRAVÉS DE LA MAGNETOSFERA (MODIFICADO DE LANZA Y MELONI, 2006). .....	25
FIGURA 17: HISTOGRAMA MOSTRANDO EL VALOR MEDIO Y EL RANGO DE SUSCEPTIBILIDADES MAGNÉTICAS PARA TIPOS DE ROCAS COMUNES (MODIFICADO DE DOBRIN Y SAVIT, 1988). .....	26
FIGURA 18: (A) REGISTRO DEL CAMPO MAGNÉTICO EN UN LEVANTAMIENTO MAGNÉTICO, CON LA SUMA DE UN CAMPO MAGNÉTICO AMBIENTAL Y CONTRIBUCIÓN DE UNA FUENTE, (B) DESCRIPCIÓN GRÁFICA DE LOS COMPONENTES DE $\Delta F$ (MODIFICADO DE REEVES, 2005). .....	27
FIGURA 19: ANOMALÍA MAGNÉTICA ANTES Y DESPUÉS DE LA REDUCCIÓN AL POLO (BLAKELY, 1996). .....	28
FIGURA 20: GRÁFICO QUE ILUSTRAS LA RELACIÓN ENTRE (A) ANOMALÍA MAGNÉTICA REDUCIDA AL POLO, (B) ANOMALÍA DE BOUGUER, (C) ANOMALÍA PSEUDO-GRAVIMÉTRICA Y (D) UN PERFIL BATIMÉTRICO (MODIFICADO DE KEAREY ET AL., 1984). .....	30
FIGURA 21: ESQUEMA QUE ILUSTRAS LA REDUCCIÓN RESIDUAL (MODIFICADO DE TELFORD ET AL., 1976 Y REYNOLDS, 1997). .....	31
FIGURA 22: DIAGRAMA QUE EJEMPLIFICA LA PRIMERA Y SEGUNDA DERIVADA (MODIFICADA DE REEVES, 2005). .....	32
FIGURA 23: ESPECTRO RADIAL DE POTENCIA (MODIFICADO DE SPECTOR Y GRANT, 1970). .....	33
FIGURA 24: GEOMAGNETISMO TERRESTRE DONDE SE PUEDE ILUSTRAS LA INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA EN EL INTERIOR DE LA TIERRA OCASIONADA POR EL VIENTO SOLAR. .....	34
FIGURA 25: MODELO DE IMPLEMENTACIÓN DEL EQUIPO EN CAMPO (MODIFICADO DE SUDIAN, 2009). .....	35
FIGURA 26: DIAGRAMA DE MAGNITUD DE IMPEDANCIA ROTADA EN 360° DONDE (A) REPRESENTA UN MEDIO 1D, (B) UN MEDIO 2D, (C) UN MEDIO 3D Y (D) UN MEDIO 3D/2D. EN TODOS LOS CASOS, EL CÍRCULO DELGADO REPRESENTA EL CÍRCULO UNITARIO PARA EL CASO	

1D, LA CURVA COMPLETA GRUESA REPRESENTA EL ELEMENTO DE IMPEDANCIA FUERA DE LA DIAGONAL Y LA CURVA DISCONTINUA GRUESA REPRESENTA LA IMPEDANCIA DIAGONAL (MODIFICADO DE CHAVE Y JONES, 2012).....	41
FIGURA 27: RANGOS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA PARA ALGUNAS ROCAS, SUELOS Y MINERALES COMUNES (MODIFICADO DE WARD, 1990; AUMENTADA POR DATOS DE TELFORD ET AL., 1990).....	42
FIGURA 28: EJEMPLO DE UNA SERIE DE TIEMPO DE LAS COMPONENTES “X” Y “Y” DEL CAMPO ELÉCTRICO Y MAGNÉTICO.....	43
FIGURA 29: EJEMPLO DE UN SEGMENTE DE SERIE CON LA FUNCIÓN TAPER APLICADA (IZQUIERDA) Y EL CÁLCULO DE SU ESPECTRO DE POTENCIA (DERECHA).....	44
FIGURA 30: IMAGEN QUE MUESTRA LA DIVISIÓN DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANS-MEXICANO (GRIS), LAS PRINCIPALES PROVINCIAS FISIográfICAS Y LAS PLACAS TECTÓNICAS (GÓMEZ-TUENA ET AL., 2005). ....	45
FIGURA 31: CONTEXTO GEODINÁMICO DE MÉXICO DE ACUERDO CON EL CAMPO DE ESFUERZOS QUE SE REGISTRAN CON EL MOVIMIENTO DE PLACAS; 1. PLACA DE NORTEAMÉRICA; 2. BLOQUE JALISCO; 3. TERRENOS ESTRATOTECTÓNICOS DE ARCOS VOLCÁNICOS DEL SUR DE MÉXICO; 4. PLANICIE COSTERA DEL GOLFO; 5. CVTM; 6. MOVIMIENTO RELATIVO DE PLACAS; 7. DISTENSIÓN EN EL CVTM; 8. ZONA DE SUBDUCCIÓN DE LA PLACA DE COCOS; 9. SUBDUCCIÓN EN LA PLACA DE RIVERA. (MENNELLA, 2011). ....	46
FIGURA 32: PATRÓN DE FALLAS NORMALES CUATERNARIAS QUE CONFORMAN EL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMABAY, UBICADAS EN LA PARTE CENTRAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANS-MEXICANO Y LOCALIZACIÓN DEL LAGO DE CUITZEO (MENDOZA-PONCE ET AL., 2018). ....	47
FIGURA 33: MAPA DONDE SE MUESTRAN LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS EN EL LAGO DE CUITZEO. ESTRUCTURAS NE-SW CORRESPONDIENTES AL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY. (TOMADO DEL 1ER INFORME DE CeMIE-GEO P17, 2015). ....	48
FIGURA 34: MAPA GEOLÓGICO CORRESPONDIENTE A LA ZONA DE LA CUENCA DEL LAGO DE CUITZEO Y SUS ALREDEDORES, EN ÉL SE OBSERVAN LAS PRINCIPALES UNIDADES LITOLÓGICAS Y LAS ESTRUCTURAS QUE CONFORMAN EL ÁREA (CeMIE-GEO, 2016) .....	49
FIGURA 35: COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA QUE MUESTRA LA RELACIÓN TEMPORAL Y ESPACIAL DE LOS DIVERSOS EVENTOS GEOLÓGICOS AL SUR DEL LAGO DE CUITZEO (TRUJILLO-HERNÁNDEZ, 2017). ....	51
FIGURA 36: MAPA DE UBICACIÓN DEL LAGO DE CUITZEO, MOSTRANDO POBLADOS CERCANOS A LA ZONA DE ESTUDIO EN COLOR NARANJA. ....	52
FIGURA 37: DISTRIBUCIÓN DE LOS DATOS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO DE PEMEX (1981) PRESENTADOS POR ARREDONDO-FRAGOSO (1983) Y MEDINA-VEGA (2008) DENTRO DEL ÁREA DE CUITZEO. ....	55
FIGURA 38: DISTRIBUCIÓN DE LOS DATOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO DEL SGM (1988) Y DE GUEVARA-ALDAY (2016) DENTRO DEL ÁREA DE CUITZEO. ....	56
FIGURA 39: UBICACIÓN DE LOS SONDEOS MT REALIZADOS EN EL LAGO DE CUITZEO DURANTE EL PERIODO DE FEBRERO Y MARZO DEL 2017. ....	57
FIGURA 40: UBICACIÓN DE CADA ESTACIÓN GEOFÍSICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	58
FIGURA 41: EJEMPLO DE LA EVALUACIÓN DE LA FUNCIÓN DE GRADIENTE CRUZADO EN UN PAR DE DATOS GEOFÍSICOS PARA INVERSIÓN SEPARADA (DIAGONAL INFERIOR) E INVERSIÓN CONJUNTA (DIAGONAL SUPERIOR). (MODIFICADO DE GALLARDO ET AL., 2012). ....	59
FIGURA 42: ESQUEMA DE INVERSIÓN (MODIFICADO DE GALLARDO ET AL., 2012). ....	65
FIGURA 43: COMPOSICIÓN DE IMAGEN GEOESPECTRAL A PARTIR DE 4 DIFERENTES TÉCNICAS (MODIFICADO DE GALLARDO, 2007).....	66
FIGURA 44: DISTRIBUCIÓN DEL COLOR PARA GEOESPECTRALES (A) GV-MG-MT, (B) GV-MG Y (C) MG-MT. ....	67
FIGURA 45: EJEMPLO DE HISTOGRAMA TRIVARIADO CON DISTRIBUCIÓN DE COLOR PARA EL PERFIL 5. ....	68
FIGURA 46: ESQUEMA QUE ILUSTR LA AMBIGÜEDAD DE FUENTES QUE PUEDEN GENERAR UNA MISMA ANOMALÍA (REYNOLDS, 1997). ..	68
FIGURA 47: CONFIGURACIÓN DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER OBTENIDA DE LA INTERPOLACIÓN DE A) DATOS DE PEMEX, B) DATOS DE ARREDONDO-FRAGOSO (1983) Y PEMEX. LOS PUNTOS EN NEGRO INDICAN LAS ESTACIONES GRAVIMÉTRICAS DE PEMEX (1981), MIENTRAS QUE LOS PUNTOS EN GUINDA CORRESPONDEN A LAS ESTACIONES GRAVIMÉTRICAS DE ARREDONDO-FRAGOSO (1983)..	71
FIGURA 48: MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER RESULTANTE DE LA INTERPOLACIÓN DE (A) DATOS DE PEMEX-CFE Y (B) DATOS DE PEMEX-CFE Y MEDINA-VEGA (2008). LOS PUNTOS EN NEGRO INDICAN LAS ESTACIONES GRAVIMÉTRICAS DE MEDINA-VEGA (2008) Y SU CORRELACIÓN CON LOS ARTEFACTOS GENERADOS.....	71
FIGURA 49: VARIOGRAMA DE LOS DATOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER DE PEMEX-CFE. LA LÍNEA NEGRA INDICA EL VARIOGRAMA DE LOS DATOS OBSERVADOS; LA LÍNEA ROJA INDICA EL MODELO DE AJUSTE. MAPA DE ERROR DE PREDICCIÓN DE ANOMALÍA DE BOUGUER EN PORCENTAJES. ....	72
FIGURA 50: MAPA DE ERROR DE PREDICCIÓN PARA LA INTERPOLACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS POR KRIGING. ....	72

FIGURA 51: MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER OBTENIDO DE LA BASE DE DATOS PEMEX-CFE. LA LÍNEA NEGRA DELIMITA LA RIBERA DEL LAGO DE CUITZEO. ....	73
FIGURA 52: DATOS DE GRAVIMETRÍA SATELITAL DESCARGADOS DEL MODELO GGMPLUS DE LA UNIVERSIDAD DE CURTIN, AUSTRALIA. COORDENADAS $-101.5^{\circ}$ A $-100.5^{\circ}$ DE LONGITUD Y $19.6^{\circ}$ A $20.2^{\circ}$ DE LATITUD. EN CONTORNO NEGRO EL LAGO DE CUITZEO COMO REFERENCIA Y EL TAMAÑO DEL ÁREA CUBIERTA POR GRAVIMETRÍA TERRESTRE.....	74
FIGURA 53: COMPARACIÓN ENTRE INTERPOLACIONES (A) DATOS GRAVIMETRÍA SATELITAL, (B) MUESTREO DE PEMEX-CFE, (C) GRAVIMETRÍA SATELITAL REMUESTREADA, (D) GRAVIMETRÍA DE FUENTE TERRESTRE.....	75
FIGURA 54: CORRECCIÓN DE LA DISTRIBUCIÓN EN LA ESCALA DE COLOR EN LOS MAPAS DE DATOS NORMALIZADOS DE (A) SATELITALES Y (B) TERRESTRES CON DISTRIBUCIÓN AJUSTADA AL HISTOGRAMA Y (C) SATELITALES Y (D) TERRESTRES CON DISTRIBUCIÓN LINEAL. ....	75
FIGURA 55: COMPARACIÓN ENTRE INTERPOLACIÓN DE DATOS RE-MUESTREADOS Y NORMALIZADOS DE 0-1, GRAFICADOS EN ESCALA DE COLOR LINEAL DE A) DATOS DE GRAVIMETRÍA TERRESTRE Y B) DATOS DE GRAVIMETRÍA SATELITAL. C) RESTA DE DATOS NORMALIZADOS DE FUENTE TERRESTRE MENOS DATOS DE FUENTE SATELITAL.....	76
FIGURA 56: FIRMAGRAMAS DE DATOS DE GRAVIMETRÍA TERRESTRE (VERDE) Y GRAVIMETRÍA SATELITAL (AZUL). ENCUADRADOS EN ROJO ALGUNAS ZONAS QUE PRESENTAN TENDENCIAS SIMILARES. ....	77
FIGURA 57: ANOMALÍAS MAGNÉTICAS DE CAMPO TOTAL PRINCIPALES EN EL ÁREA DE CUITZEO (SGM, 1988). LÍNEAS EN ROJO INDICAN LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS EN LA ZONA, SÍMBOLOS EN AZUL INDICAN LA POSICIÓN DE EDIFICIOS VOLCÁNICOS. ....	78
FIGURA 58: ANOMALÍA AEROMAGNÉTICA DE CAMPO TOTAL DEL ÁREA DE CUITZEO INTERPOLADA MEDIANTE EL MÉTODO VECINOS CERCANOS CON DATOS DE SGM (1988). EN CONTORNO NEGRO EL LAGO DE CUITZEO COMO REFERENCIA Y EL TAMAÑO DEL ÁREA CUBIERTA POR GRAVIMETRÍA. ....	79
FIGURA 59: ANOMALÍA AEROMAGNÉTICA REDUCIDA AL POLO DEL ÁREA DE CUITZEO CON DATOS DE SGM (1988). EN CONTORNO NEGRO EL LAGO DE CUITZEO COMO REFERENCIA Y EL TAMAÑO DEL ÁREA CUBIERTA POR GRAVIMETRÍA. ....	79
FIGURA 60: ANOMALÍA PSEUDO-GRAVIMÉTRICA DEL ÁREA DE CUITZEO CON DATOS DE SGM (1988). EN CONTORNO NEGRO EL LAGO DE CUITZEO COMO REFERENCIA Y EL TAMAÑO DEL ÁREA CUBIERTA POR GRAVIMETRÍA. ....	80
FIGURA 61: ANOMALÍA MAGNÉTICA TERRESTRE REDUCIDA AL POLO EN SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ (GUEVARA-ALDAY, 2016). SEÑALADO EN BLANCO ARTEFACTOS OCASIONADOS POR EL MUESTREO O POR EFECTOS ANTROPOGÉNICOS AL ESTAR LOCALIZADOS EN ZONAS DONDE LOS DATOS FUERON TOMADOS FUERA DEL LAGO. ....	81
FIGURA 62: COMPARACIÓN DE ANOMALÍA REDUCIDA AL POLO (SGM, 1988) (A) SIN DATOS TERRESTRES; (B) CON DATOS TERRESTRES REDUCIDOS AL POLO (GUEVARA-ALDAY, 2016). ....	81
FIGURA 63: LIMPIEZA DE DATOS DE MT PARA SONDEO 01. ....	82
FIGURA 64: ANÁLISIS DE DIMENSIONALIDAD POR EL MÉTODO DE SWIFT (1967), DONDE SE ORDENARON LOS SONDEOS RESPECTO A SU POSICIÓN DE OESTE A ESTE. EL COLOR DE LAS CELDAS INDICAN LA COMPLEJIDAD DEL MEDIO, CELDAS SUPERIORES SON CÁLCULOS EN ALTAS FRECUENCIAS Y CELDAS INFERIORES SON CÁLCULOS A BAJAS FRECUENCIAS. ....	83
FIGURA 65: DIAGRAMAS POLARES PARA LAS FRECUENCIAS DE $10,000\text{Hz} - 0.1\text{Hz}$ EN LOS 19 SONDEOS MT. ....	84
FIGURA 66: MODELOS DE RESISTIVIDAD DE 1D AJUSTADO A ALGORITMO DE OCCAM (CONSTABLE ET AL., 1987). (A) SONDEO 06, (B) SONDEO 11. ....	85
FIGURA 67: LOCALIZACIÓN DE LOS 5 PERFILES QUE SE PREPARARON PARA INVERSIÓN CONJUNTA EN RELACIÓN AL MUESTREO DE CADA TIPO DE TÉCNICA. SE INDICA EL MUESTREO GRAVIMÉTRICO (EN PUNTOS AZUL CIELO), MAGNETOMÉTRICO (EN PUNTOS NEGROS) Y MAGNETOTELÚRICO (EN PUNTOS ROJOS). LA LOCALIZACIÓN DE MANIFESTACIONES TERMALES SE INDICA EN PUNTOS AZUL MARINO. ....	87
FIGURA 68: EJEMPLO DE ARCHIVOS DE ENTRADA PARA GRAVIMETRÍA Y MT DEL PERFIL 5.....	89
FIGURA 69: EJEMPLO DE ARCHIVO ENCABEZADO CON LOS PARÁMETROS DE INVERSIÓN Y LA DEFINICIÓN DEL MALLADO PARA EL PERFIL 5. ....	90
FIGURA 70: EJEMPLO DE LA ORGANIZACIÓN DE ARCHIVOS DE SALIDA DEL PERFIL 5 POR EXPERIMENTO PARA ENCONTRAR VALORES ÓPTIMOS PARA LOS PARÁMETROS DE INVERSIÓN.....	91
FIGURA 71: EJEMPLO DE ARCHIVO DE DATOS DE SALIDA Y LA FORMA DE GRAFICARSE.....	92
FIGURA 72: LOCALIZACIÓN E IDENTIFICADORES DE CADA PERFIL DE INVERSIÓN. ....	93
FIGURA 73: (A) RESULTADOS DE INVERSIÓN CONJUNTA PARA CADA ITERACIÓN DEL CICLO EXTERNO, (B) PREDICCIÓN DE LAS CURVAS DE ENTRADA Y (C) ANÁLISIS RMS PARA EL PERFIL 1.....	94
FIGURA 74: (A) RESULTADOS DE INVERSIÓN CONJUNTA PARA CADA ITERACIÓN DEL CICLO EXTERNO, (B) PREDICCIÓN DE LAS CURVAS DE ENTRADA Y (C) ANÁLISIS RMS PARA EL PERFIL 2.....	95

FIGURA 75: (A) RESULTADOS DE INVERSIÓN CONJUNTA PARA CADA ITERACIÓN DEL CICLO EXTERNO, (B) PREDICCIÓN DE LAS CURVAS DE ENTRADA Y (C) ANÁLISIS RMS PARA EL PERFIL 3. ....	96
FIGURA 76: (A) RESULTADOS DE INVERSIÓN CONJUNTA PARA CADA ITERACIÓN DEL CICLO EXTERNO, (B) PREDICCIÓN DE LAS CURVAS DE ENTRADA Y (C) ANÁLISIS RMS PARA EL PERFIL 4. ....	97
FIGURA 77: (A) RESULTADOS DE INVERSIÓN CONJUNTA PARA CADA ITERACIÓN DEL CICLO EXTERNO, (B) PREDICCIÓN DE LAS CURVAS DE ENTRADA Y (C) ANÁLISIS RMS PARA EL PERFIL 5. ....	98
FIGURA 78: COMPARACIÓN DE SECCIONES 2D INVERTIDAS CONJUNTAMENTE VS. POR SEPARADO. ....	102
FIGURA 79: CLASIFICACIÓN DE UNIDADES GEOESPECTRALES EN LAS IMÁGENES GEOESPECTRALES. ....	103
FIGURA 80: INTERPRETACIÓN DE IMAGEN GEOESPECTRAL DE PERFILES 1, 3 Y 5. ....	105
FIGURA 81: INTERPRETACIÓN DE IMAGEN GEOESPECTRAL DEL PERFIL 2. ....	106
FIGURA 82: INTERPRETACIÓN DE IMAGEN GEOESPECTRAL DEL PERFIL 4. ....	106
FIGURA 83: INTEGRACIÓN 3D DE IMÁGENES GEOESPECTRALES, REMARCANDO LOS CUERPOS SUPERFICIALES Y SU RELACIÓN CON LAS ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA; DEBAJO MAPA EN PLANTA DE ANOMALÍA DE BOUGUER (IZQ) Y ANOMALÍA MAGNÉTICA REDUCIDA AL POLO (DER). ....	107
FIGURA 84: CURVAS DE RHO Y PHASE PARA LOS 19 SONDEOS MT, ASÍ COMO SUS MODELOS DE INVERSIÓN 1D. ....	119
FIGURA 85: PERFILES PROPUESTOS PARA REALIZAR INVERSIÓN 2D CONSIDERANDO LA DISTRIBUCIÓN DE LOS SONDEOS. ....	120
FIGURA 86: PRUEBAS PARA MEJOR DISTRIBUCIÓN DE CELDA EN MODELO DE INVERSIÓN PARA LOS MISMOS PARÁMETROS EN PERFIL03. (A) MALLADO POR DEFAULT, (B) MALLADO FINO, (C) MALLADO POR USUARIO. ....	121
FIGURA 87: ANÁLISIS DE OPTIMIZACIÓN DE ITERACIONES E ITERACIONES INTERNAS (TAU) IDEALES PARA DISMINUIR EL TIEMPO DE COMPUTO. ....	122
FIGURA 88: PARÁMETROS DE INVERSIÓN 2D PARA DATOS MT. ....	123
FIGURA 89: PERFILES DE INVERSIÓN 2D PARA DATOS MT. ....	125
TABLA 1: PAÍSES CON PRODUCCIÓN GEOTÉRMICA EN (CAPACIDAD INSTALADA). TOMADO DE WWW.GEOTERMIA.ORG.MX (ABRIL 2017). ..	5
TABLA 2: EFECTOS DE DIFERENTES FACTORES FÍSICOS EN LA DENSIDAD DE LAS ROCAS (TOMADA DE REYNOLDS, 1997). ....	22
TABLA 3: UNIDADES DE MEDIDA PARA LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EMPLEADAS POR EL SI Y CGS-EMU. ....	26
TABLA 4: PARÁMETROS DE MUESTREO EN MT PARA APLICACIONES DE GEOTERMIA. ....	43
TABLA 5: TABLA DEL CÁLCULO DE GEOTERMÓMETROS PARA LA ZONA DE CUITZEO (TELLO-HINOJOSA Y QUIJANO-LEÓN, 1984). ....	54
TABLA 6: MUESTREO REALIZADO PARA LOS 19 SONDEOS EN EL LAGO DE CUIZEO. ....	57

## Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo por la oportunidad de realizar este posgrado.

Al CONACyT por la beca de maestría con número 816921, así como el apoyo por medio de los proyectos P17 del CeMIEGeo y al PT5.2 del proyecto GEMex para las campañas de campo y la recolección de datos.

A PEMEX, al SGM y a la CFE por permitirme utilizar los datos recolectados por ellos en este trabajo.

A mis asesores el Dr. Ángel G. Figueroa Soto y al Dr. Luis A. Gallardo Delgado por su paciencia y dedicación como mis profesores, por brindarme los conocimientos y las herramientas para poder realizar este trabajo.

Agradezco a mi familia y amigos por todo su apoyo, por formar parte de mi desarrollo como individuo y por recordarme a cada momento que la vida no es únicamente académica...

## RESUMEN

San Agustín del Maíz ha sido considerado como una zona con potencial para explotación geotérmica desde 1983, fecha en la que se realizaron las primeras campañas geológico, geofísico y geoquímicas por parte de CFE; sin embargo, esta fue descartada debido a que existían zonas con características más atractivas en esa época.

Frente a la demanda de explotación de recursos energéticos eficientes y ecológicamente responsables, el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) encomendó al Proyecto 17, entre otras zonas, la re-exploración de la zona del lago de Cuitzeo.

Esta etapa re-exploratoria consistió en la recopilación y procesado de toda la información geofísica disponible para la zona de estudio, la cual incluye vuelos aeromagnéticos del SGM y una campaña de gravimetría terrestre hecha por PEMEX en 1983. Esta información se complementó con una serie de nuevos estudios que incluyen 8 estaciones de registros de ruido sísmico alrededor del área, 1 tomografía eléctrica ERT, 12 sondeos TEM en el poblado de San Agustín del Maíz y 19 sondeos magnetotelúricos MT dentro del lago realizados durante una temporada seca. Toda esta información permitió un entendimiento general del funcionamiento del sistema geotérmico en la zona.

Para cada uno de estos estudios geofísicos se realizaron perfiles de inversión 2D cruzando por zonas de interés para conocer el comportamiento de las propiedades físicas de las rocas a profundidad. La inversión independiente de cada técnica proporciona buena información de manera lateral, pero no delimita claramente contactos en profundidad, lo que dificulta la interpretación. Por otro lado, al partir de la premisa de que las diferentes propiedades físicas corresponden a un mismo material, la inversión conjunta de los datos provee más información delimitando contactos no caracterizados en la inversión independiente, las cuales se identifican mediante los valores combinados de las propiedades a través de imágenes geoespectrales.

En este trabajo se obtienen imágenes geoespectrales a partir de la inversión conjunta de datos gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos empleando la función de gradientes cruzados (*cross-gradient*) para evaluar la similitud estructural. Durante los varios pasos iterativos del proceso de inversión, los modelos adquieren una similitud estructural y permiten la detección de relaciones de correspondencia entre las diferentes propiedades físicas (no necesariamente lineales) que permiten identificar más unívocamente los diferentes materiales en el subsuelo.

Palabras clave: Geotermia, Inversión Conjunta, Imagen Geoespectral, Gravimetría, Magnetometría, Magnetotelúrico.

## ABSTRACT

San Agustín del Maíz has been considered as an area with potential for geothermal exploitation since 1983, when the first geological, geophysical and geochemical campaigns were carried out by CFE; However, this was discarded because there were areas with more attractive characteristics at that time.

Faced with the demand for the exploitation of efficient and ecologically responsible energy resources, the Mexican Center for Innovation in Geothermal Energy (CeMIE-Geo) entrusted Project 17, among other areas, to re-explore the Cuitzeo Lake area.

This re-exploratory stage consisted of the collection and processing of all the geophysical information available for the study area, which includes a SGM aeromagnetic flights and a ground gravimetry campaign made by PEMEX in 1983. This information was complemented with a series of new studies that include 8 stations of seismic noise records around the area, 1 ERT electrical tomography, 12 TEM surveys in the town of San Agustín del Maíz and 19 MT magnetotelluric surveys within the lake during a dry season. All this information allowed a general understanding of the operation of the geothermal system in the area.

For each of these geophysical studies, 2D inversion profiles were made crossing areas of interest to know the behavior of the physical properties of the rocks in depth. The independent inversion of each technique provides good information laterally, but it does not clearly delimit contacts in depth, which makes interpretation difficult. On the other hand, based on the premise that the different physical properties correspond to the same material, the joint inversion of the data provides more information delimiting contacts not characterized in the independent inversion, which are identified by the combined values of the properties through geospectral images.

In this work, geospectral images are obtained from the joint inversion of gravity, magnetic and magnetotelluric data using the cross-gradient function to evaluate the structural similarity. During the several iterative steps of the inversion process, the models acquire a structural similarity and allow the detection of correspondence relationships between the different physical properties (not necessarily linear) that allow us to identify more uniquely the different materials in the subsoil.

Keywords: Geothermal, Joint Inversion, Geospectral Image, Gravity, Magnetic, Magnetotelluric.

## 1.- INTRODUCCIÓN

### LA GEOTERMIA EN EL MUNDO

La Geotermia inició como una fuente alterna de energía para diversificar la oferta de fuentes primarias, pero en la actualidad se ha transformado en una fuente de energía económica que incluso compite con los precios del mercado de gas natural (EIA, 2016). Pues representa varias ventajas frente a los combustibles fósiles debido a que es una energía limpia y relativamente barata. Además, a diferencia de la energía solar, eólica o hidroeléctrica, la energía geotérmica es de producción ininterrumpida 24hrs y no tiene relación con efectos climáticos.

El uso de la electricidad geotérmica varía enormemente en todo el mundo, 24 países en el año 2015 tenían un total de alrededor de 13.3 GWe de capacidad de energía geotérmica, la mayoría de los cuales están ubicados cerca de los límites entre placas tectónicas. Los Estados Unidos son los más grandes, con un poco más de 3,500 MWe de capacidad, aunque esto solo contribuye con alrededor del 0.3 por ciento de la capacidad eléctrica del país, seguido por Filipinas, Indonesia y México en el rango de 1,000 a 2,000 MWe.

Según el reporte anual de producción global de energía geotérmica de la GEA del 2016 el aprovechamiento de este tipo de energía parece estar en aumento, el gobierno japonés se ha comprometido a triplicar su capacidad de electricidad geotérmica, de alrededor de 540 MWe en 2011 a 1,500 MWe, para 2030. El Salvador apunta a obtener el 40 por ciento de su electricidad de la energía geotérmica para 2019, un aumento de alrededor del 25 por ciento, y en Kenia la energía geotérmica ahora ha superado a la energía hidroeléctrica como el principal proveedor de electricidad, proporcionando el 51% de la electricidad del país. Estos países, y otros como Islandia y Nueva Zelanda, tienen una gran ventaja: su geología volcánica y su actividad sísmica significan que el calor está relativamente cerca de la superficie, a menudo, en contacto cercano con el agua y, por lo tanto, representa un recurso fácilmente explotable. Pero no todos los países tienen tanta suerte, donde la producción geotérmica mejorada mediante las nuevas tecnologías es la alternativa.

Muchas naciones están en proceso de incrementar su producción de energía geotérmica, de esta manera, la *Geothermal Energy Association* ha pronosticado una capacidad global alrededor de 18.4 GWe para 2021 y 32 Gwe para 2030 (GEA, 2016).

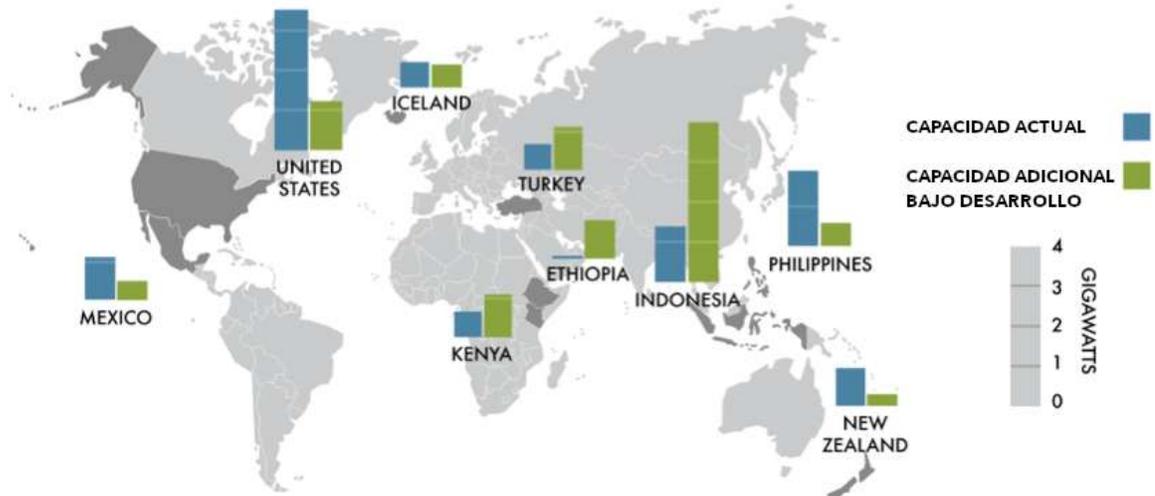


Figura 1: Aumento de la capacidad de producción geotérmica en el mundo. Tomado y modificado del reporte anual de producción global de energía geotérmica del 2016, Geothermal Energy Association (GEA).

México ocupa el quinto lugar mundial en producción de energía geotérmica, después de Estados Unidos, Filipinas, Indonesia y Nueva Zelanda. Actualmente los sistemas de vapor dominante y líquido dominante de alta y baja entalpia son los más utilizados para la generación de energía eléctrica.

	PAÍS	MW
1	Estados Unidos	3,789.0
2	Filipinas	1,870.0
3	Indonesia	1,647.0
4	Nueva Zelanda	1,005.0
5	México	983.7
6	Italia	941.0
7	Turquía	858.0
8	Islandia	664.0
9	Kenia	653.0
10	Japón	524.0
11	Costa Rica	207.1
12	El Salvador	204.4
13	Nicaragua	159.0
14	Rusia	92.2
15	Guatemala	52.0
16	Papúa-Nueva Guinea (Isla Lihir)	50.0
17	Portugal (Islas Azores)	28.5
18	China (Incluye Tibet)	27.0
19	Alemania	27.0
20	Francia (Isla Guadalupe y Alsacia)	16.0
21	Etiopía	7.0
22	Austria	1.4
23	Australia	1.0
24	Tailandia	0.3
	<b>Total</b>	<b>13,808.0</b>

Tabla 1: Países con producción geotérmica en (capacidad instalada). Tomado de [www.geotermia.org.mx](http://www.geotermia.org.mx) (Abril 2017).

## LA GEOTERMIA EN MÉXICO

Según el reporte de Evolución y Perspectiva del Sector Energético en México 1970-2000, en los años 70 el 46% de la energía producida en el país provenía fuente termoeléctrica (quema de combustibles fósiles) mientras que aprox. el 54% provenía de fuente hidroeléctrica. Desde la década de los 80's a la fecha han venido explorando nuevas alternativas energéticas y, con el paso del tiempo, la geotermia ha ganado mayor importancia a nivel nacional. En México se aplicó por primera vez en Pathé, Hidalgo en 1959. La planta instalada producía 3,500 kilowatts; sin embargo, cerró operaciones en 1973 (Hiriart *et al.*, 2011) ya que el vapor era insuficiente y sólo producía una fracción de su capacidad.



*Figura 2: Primera planta geotérmica en México ubicada en Pathé, Hidalgo, actualmente pieza de museo en el campo Los Azufres (Tomado del Boletín IIE ahora Instituto Nacional de Electricidad y Energías Limpias INEEL, 1998).*

En México existen 5 campos geotérmicos en operación. La etapa de la producción geotérmica industrial (75 MWe) comenzó en abril de 1973, cuando se crearon las dos primeras unidades en Cerro Prieto, de 37.5 MWe cada una. A continuación, se da un breve resumen de las cifras de acuerdo a lo comunicado por Gutiérrez-Negrín en el Congreso Anual de la Asociación Geotérmica Mexicana en 2017:

En el campo geotérmico *Cerro Prieto* se han perforado más de 300 pozos con profundidades entre 700 y 4,300 metros. Para el 2015, tenía una capacidad instalada de 720 MWe y se colocó como el campo con mayor importancia a nivel nacional y el segundo campo más grande del mundo. En el 2016 se desmantelaron las dos unidades más viejas del campo y actualmente solo está operando con 570 MWe.

El campo geotérmico *Los Azufres* realizó sus primeros estudios en los setentas, iniciando su operación con la perforación de los primeros pozos productores en 1977. Actualmente, este campo geotérmico cuenta con más de 80 pozos con profundidades que van de 600 a 3,544 metros. Los últimos pozos que se han perforado iniciaron su explotación en el 2003 con una capacidad de 25 MWe. Actualmente, la capacidad de este campo es de 247.8 MWe y tiene una temperatura máxima de fondo de 358°C.

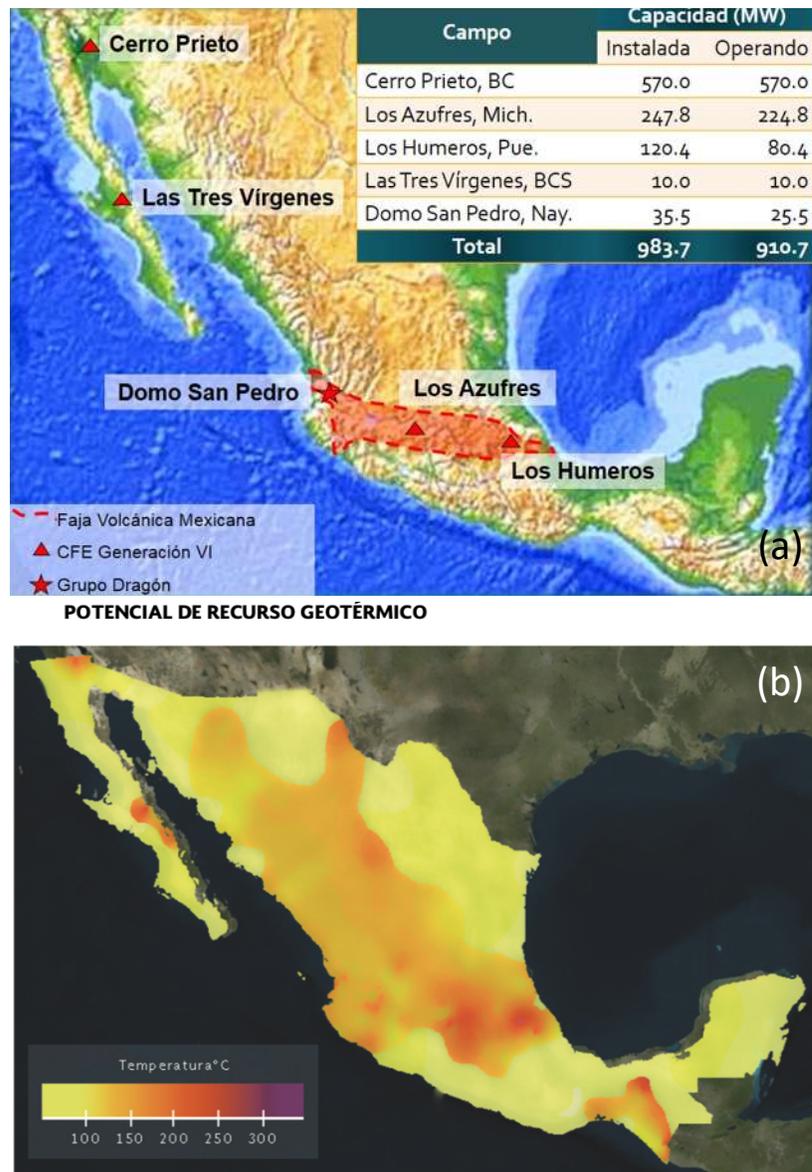
En el campo geotérmico *Los Humeros*, se perforó el primer pozo profundo en 1982; sin embargo, no se dio inicio a la explotación comercial hasta 1990 con una unidad que producía 5 MWe (Figura 2). A la fecha, se han perforado más de 40 pozos, los cuales le han conferido una capacidad instalada es de 120.4 Mwe y le han permitido alcanzar una producción actual de 68 Mwe.

El campo geotérmico *Tres Vírgenes* ha sido explorado desde 1982 y tuvo su primer pozo exploratorio en 1986. Este campo inició su operación en el 2001 con dos unidades de 5 Mwe, las cuales se han mantenido hasta hoy en día.

El campo geotérmico *Cerritos Colorados*, conocido anteriormente como *La Primavera* inició su operación perforando 4 pozos en 1980 que fueron clausurados por supuestos daños ecológicos en 1989, en 2015 se encomienda al CeMie-Geo la investigación del potencial geotérmico de este campo, dando como resultado 75 Mwe aún sin explotar.

A partir de la reforma energética en 2014 la explotación de la energía geotérmica en México se abre a la inversión privada. Gracias a esto, el Grupo Dragón consigue la concesión del campo geotérmico de *Los Domos de San Pedro* donde opera actualmente con una capacidad instalada de 35.5 MWe.

En total, para **abril del 2017**, México tenía una capacidad instalada de 983.7 MWe, algo menor a la capacidad reportada por la SENER a finales del año 2016 debido a la retirada de operación de algunas plantas dentro del campo de Cerro Prieto y Los Azufres (Gutiérrez-Negrín 2017).



Fuente: Inventario Nacional de Energías Renovables (<https://dgel.energia.gob.mx/inere/>); Subsecretaría de Planeación y Transición Energética.

Figura 3: (a) Ubicación de los campos geotérmicos en México en la parte superior (Tomado de Gutiérrez-Negrín, con datos de CFE y Grupo Dragón, 2017); (b) Potencial de Recurso Geotérmico en México en la parte inferior (Tomado de PROSEDEN, 2018).

La energía eléctrica generada en México a partir de la Geotermia al **cierre del 2017** representa sólo el 1% del total nacional, sin embargo, como se aprecia en la Figura 3 el país cuenta con un potencial muy grande en la zona centro, norte y sur del país que aún no se ha aprovechado.

A pesar de que estos antecedentes bastan para colocar a México como el quinto país a nivel mundial en producción de energía geotérmica, en 2006 con una capacidad instalada de 980 MWe (solo 4MWe inferior a la actual) México ocupaba el tercer puesto de la lista, solo sobrepasado por Estados Unidos y Filipinas lo que es evidencia de un crecimiento lento de la capacidad instalada en México que se vio impulsado recientemente mediante inversión e investigación (Figura 4).

## EVOLUCIÓN DE LA GENERACIÓN BRUTA POR TIPO DE TECNOLOGÍA

(Gigawatt-hora)

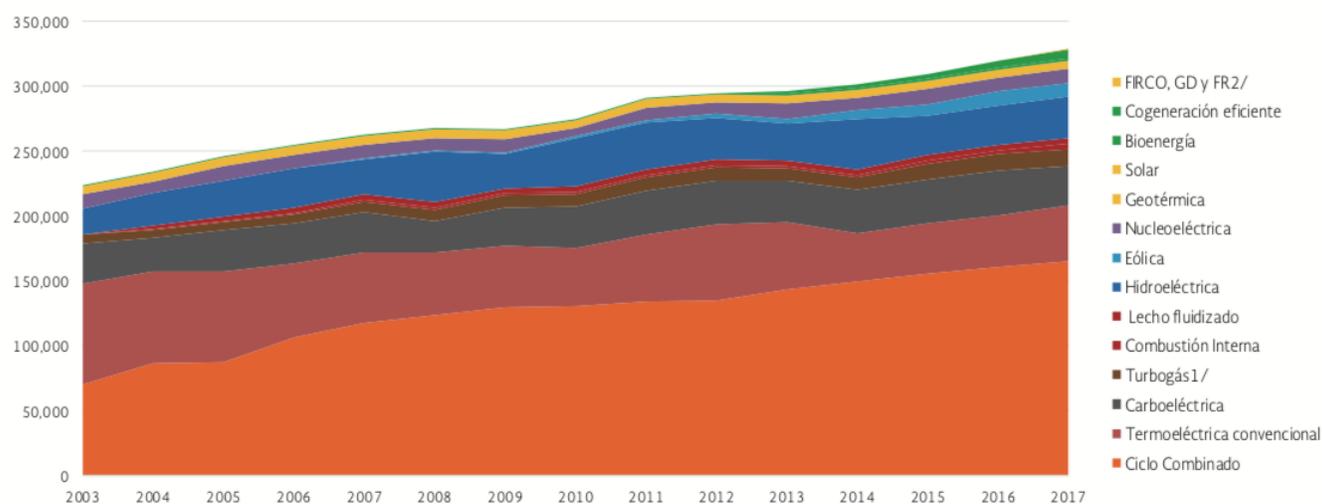
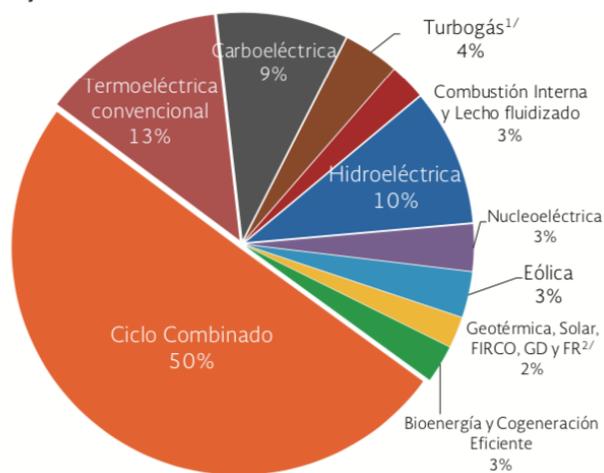


Figura 4: Generación de energía eléctrica en México del 2003 al 2017 en Gigawatt-hora donde la generación por geotermia es parte de la barra amarilla (Tomado de PROSEDEN, 2018).

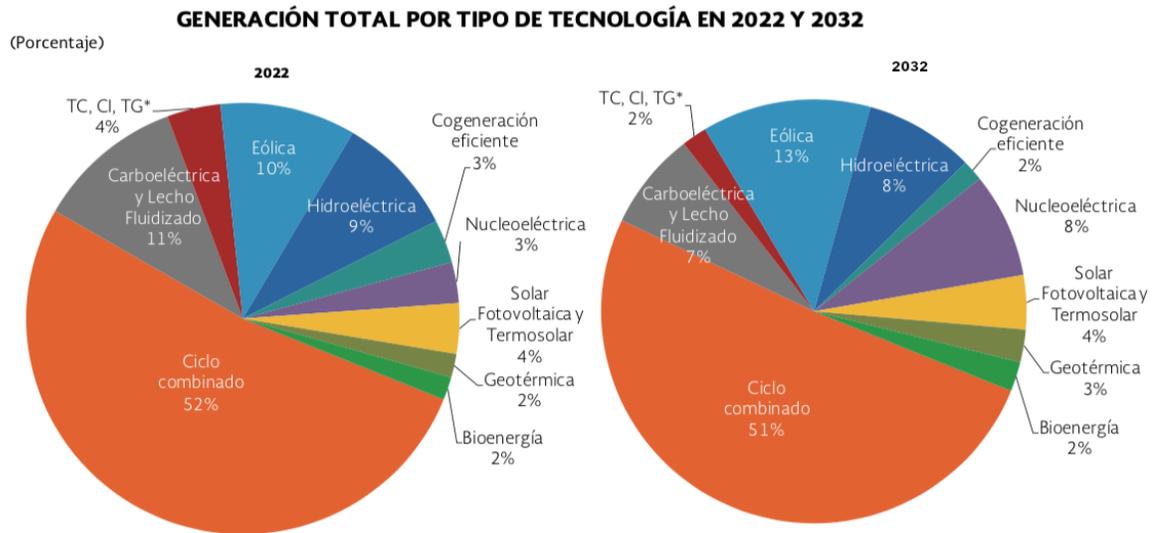
La secretaría de energía a través del Programa de Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional (PROSEDEN) ha otorgado una serie de concesiones y permisos para el desarrollo de la energía geotérmica con el objetivo de incrementar la producción a 2% para el año 2022 y a 3% para el año 2032 (Figura 6).

## GENERACIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA POR TIPO DE TECNOLOGÍA 2017 (Porcentaje)



<sup>1/</sup>Incluye plantas móviles. <sup>2/</sup> Fideicomiso de Riesgo Compartido (FIRCO), Generación Distribuida (GD) de varias tecnologías y Frenos Regenerativos (FR). El total puede no coincidir por redondeo. Información preliminar 2017. Fuente: Elaborado por la SENER con datos de la CFE, la CRE, el CENACE y la Subsecretaría de Planeación y Transición Energética.

Figura 5: Energía eléctrica generada en México al cierre de 2017 en porcentaje (Tomado de PROSEDEN, 2018).



\* Termoeléctrica Convencional, Combustión Interna y Turbogás. Los totales pueden no coincidir por redondeo. Generación estimada de acuerdo con los pronósticos de consumo y demanda del CENACE y los parámetros técnicos utilizados para la estimación del PIIRCE. No se incluyen Importaciones, Exportaciones, autoabastecimiento local, Generación Distribuida y FIRCO. Fuente: Elaborado por la SENER.

Figura 6: Pronóstico del Programa de Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional para 2022 y 2032 (Tomado de PROSEDEN, 2018).

San Agustín del Maíz, a un costado del lago de Cuitzeo y a unos 50 km al noroeste de Los Azufres, ha sido considerado como una zona con potencial para explotación geotérmica desde 1984, fecha en la que se realizaron las primeras campañas geológicas, geofísicas y geoquímicas por parte de CFE y PEMEX; sin embargo, esta zona fue descartada debido a que en esa época existían otras zonas con características más atractivas para su explotación. Frente a la demanda de explotación de recursos energéticos eficientes y ecológicamente responsables, el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) encomendó al Proyecto 17, entre otras zonas, la re-exploración de la zona del lago de Cuitzeo.

### TIPOS DE RECURSOS GEOTÉRMICOS

Los yacimientos geotérmicos están catalogados respecto a sus características en:

TIPOS DE RECURSOS GEOTÉRMICOS					
Tipo	Fluidos naturales	Subtipo	Temperatura	Uso	
				Actual	Potencial
Convectivo (hidrotermal)	Sí	Continental	A, I, B	Eléctrico, usos directos	
		Submarino	A	Ninguno	Eléctrico
Conductivo	No	Somero (<400 m)	B	Directos (y GHP)	
		Roca Seca Caliente (EGS)	A, I	Prototipos	Eléctrico, directos
		Cuerpos de magma	A	Ninguno	Eléctrico
Sistemas Acuíferos Profundos	Sí	Acuíferos hidroestáticos	A, I, B	Directos	Eléctrico, directos
		Geopresurizados			

Temperatura: A (alta) = >180°C; I (intermedia) = 180-100 °C; B (Baja) = <100 °C  
 EGS: Enhanced or Engineered Geothermal Systems  
 GHP: Geothermal Heat Pumps

Figura 7: Clasificación de los recursos geotérmicos (Gutiérrez-Negrín, 2015).

#### YACIMIENTOS DE ALTA TEMPERATURA

Los sistemas de alta temperatura se caracterizan por tener temperaturas mayores a 180°C, aunque algunos autores manejan temperaturas mayores a 220°C; también son denominados como sistemas de alta entalpía.

Generalmente son de tipo aguas clorurado-sódicas (Na – Cl), con poco contenido de calcio y magnesio del lado de los cationes, así como de pocos sulfatos y carbonatos por parte de los aniones, de pH relativamente neutros entre 6.5 y 7.5, con mucho contenido de sílice en su fase cristalina (cuarzo y calcedonia). Pueden ser:

Dominados por Líquido: - 100% líquido (e.g. Cerro Prieto, Baja California Norte)  
 - Con capa superior de vapor (e.g. Los Azufres, Mich.)  
 - Con baja permeabilidad (e.g. Los Humeros, Veracruz)

Dominados por Vapor: (e.g. Geysers, USA y Larderello, Italy)

#### YACIMIENTOS DE MEDIA/BAJA TEMPERATURA

Los sistemas de media entalpía se caracterizan por temperaturas de entre 100°C a 180°C; por otro lado, los sistemas de baja entalpía con temperaturas menores a los 100°C (Figura 7).

Generalmente presentan aguas tipo clorurado-sódicas, con bajas concentraciones de magnesio y no tan bajas de calcio por el lado de los cationes, así como concentraciones bajas de carbonatos, pero no tan bajas de sulfato. Con pH neutro de entre 6.5 a 7.5, y el contenido de sílice controlado por sílice amorfa. Siempre dominados por fluidos.

Yacimientos No Convencionales.

Existen sistemas no convencionales, tales como: *i*) los EGS (Enhance Geothermal System) y HDR (Hot Dry Rock) en los que la manera de explotar es diferente (reinyectando o fracturando); o *ii*) los sistemas de Fluidos Supercríticos, donde las temperaturas superan los 300°C y la termodinámica de las fases de agua/vapor cambian drásticamente produciendo fluidos muy ácidos que corroen tuberías en pocos días (Quijano-León, 2016).

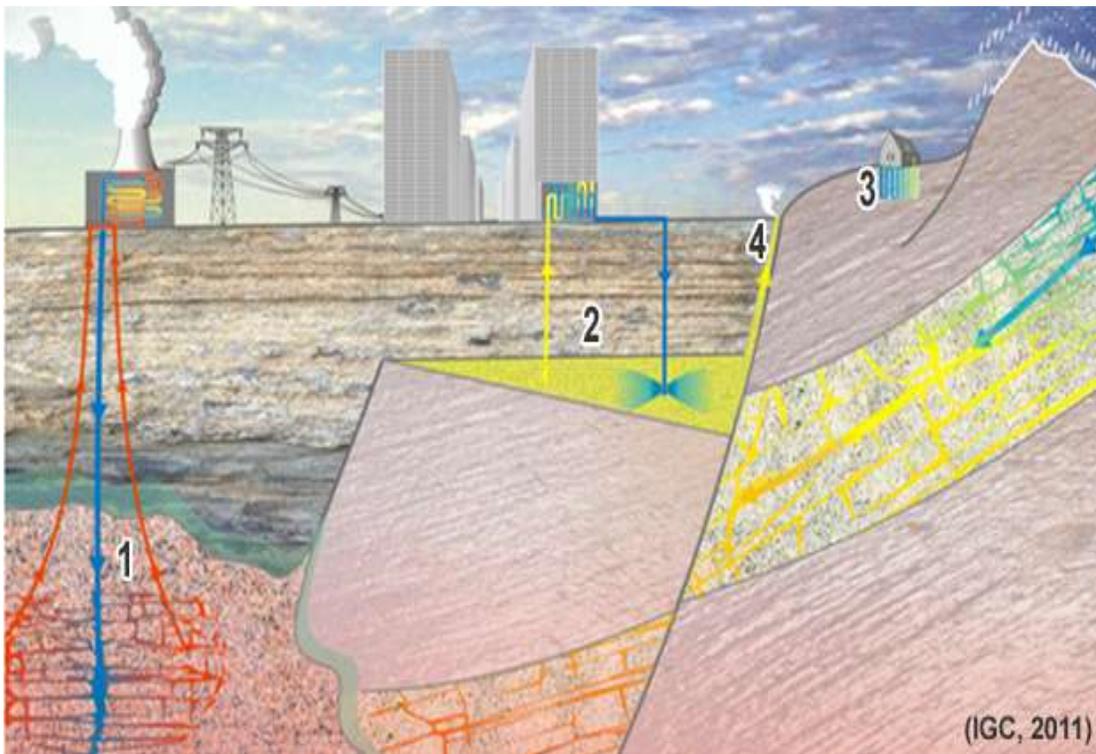


Figura 8: Modelo conceptual de cuatro diferentes sistemas geotérmicos. 1. Yacimientos de alta entalpía. 2. EGS. 3. Yacimientos de baja entalpía. 4. Yacimientos de media entalpía (Tomado de IGC Inverst Geothermal, 2011).

Cada uno de los sistemas anteriores, ejemplificados en la Figura 8, tiene aplicaciones diferentes, pero igualmente aprovechables, por ejemplo: la generación de energía eléctrica a partir de turbinas en *tándem* en los sistemas de alta entalpía; la generación a partir de turbinas de ciclo binario en los sistemas de mediana entalpía; y los usos directos para la climatización, el secado de productos, bombas de calor y actividades recreativas para los sistemas de baja entalpía.

## 1.1 JUSTIFICACIÓN

Dentro de la porción central del lago de Cuitzeo existe una muy buena disponibilidad de datos geofísicos. Estos datos han sido interpretados previamente para varios fines; sin embargo, los resultados obtenidos no proveen un modelo completamente consistente del subsuelo en el área. El área es litológica y estructuralmente compleja. En ella coexisten diversas unidades litológicas y cuerpos volcánicos de edades y composiciones diversas, cuya distribución a profundidad se desconoce. Mientras que esto dificulta la interpretación de información geofísica por medios convencionales, favorece la aplicación de técnicas modernas de inversión conjunta estructural que funcionan mejor en ambientes con abundantes cambios litológicos y estructurales. En estas técnicas, la disponibilidad de varias propiedades físicas permite discriminar mejor los diferentes materiales y con ello, facilitar cualquier correlación debida a rasgos tanto composicionales como tectónicos (e.g. fallas).

## 1.2 HIPÓTESIS

El uso de la técnica de inversión conjunta mediante criterios estructurales en el lago de Cuitzeo no permitirá definir unidades geológicas de diferentes composiciones y orígenes, así como conocer su distribución a profundidad, proporcionando un resultado más fácil de interpretar que aquel obtenido por las técnicas de inversión convencionales.

## 1.3 OBJETIVOS

Objetivo General.

Realizar la inversión conjunta de gradientes cruzados de los datos gravimétricos, magnéticos y magnetotélúricos existentes en el área del lago de Cuitzeo y analizar su contribución para definir el contacto entre el basamento regional granítico y las andesitas Mil Cumbres consideradas como basamento local, así como para su capacidad de definir la ubicación y profundidad de la fuente de calor asociada a las manifestaciones termales presentes en la zona.

Objetivos Particulares.

- Realizar un análisis integral del área de estudio para detectar los límites del sistema hidrotermal.
- Realizar la inversión individual y conjunta en perfiles definidos de los datos gravimétricos, magnetométricos y magnetotélúricos.

## 1.4 MARCO TEÓRICO

Dentro del marco teórico se describirán de forma muy general los 3 métodos geofísicos utilizados en este trabajo, separados como métodos potenciales y método magnetoteléurico y estructurando la lectura en una breve introducción, la física en la que están fundamentados, limpieza y procesamiento de datos, así como física de rocas de materiales volcánicos y sedimentarios como referencias.

### 1.4.1 Métodos Potenciales

#### GRAVIMETRÍA

La gravimetría estudia las variaciones en el campo de gravedad de la Tierra; su relevancia en exploración geofísica es debida a la posibilidad de asociar parte de estas variaciones a las diferencias en la densidad de las rocas del subsuelo, generalmente proporciona información de la distribución espacial del basamento y estructuras mayores. Es particularmente resolutiva cuando las rocas asociadas tienen densidades contrastantes (e.g. en cuencas sedimentarias).

La gravimetría se fundamenta en la ley de gravitación universal, la cual determina la fuerza que ejercen dos objetos por su masa. En un gravímetro, por ejemplo, se mide la fuerza ejercida en una masa confinada en el aparato mismo, la cual es sensible a pequeñísimas variaciones de la aceleración de la gravedad (tan pequeñas como  $0.00001 \text{ m/s}^2$ ). Para determinar que fracción de estas variaciones son atribuibles a las rocas cercanas en el subsuelo es necesario cuantificar efectos relativamente bien conocidos y corregirlos. La primera corrección, *de gravedad teórica*, elimina los efectos globales del planeta debida a su masa y movimiento. Si se conoce la posición geográfica del punto de observación, se aplica a través de una fórmula internacional de gravedad; de otra manera, se pueden hacer correcciones relativas debidas al cambio en la latitud del punto (la que se conoce como corrección por latitud). Una segunda corrección es la corrección de *Aire Libre*; esta corrección considera el decremento del campo de gravedad debida a la separación entre el punto de observación y la superficie global de la Tierra usada para calcular la gravedad teórica, generalmente identificada con una superficie equipotencial llamada *Geoide*. Esta corrección se complementa con las correcciones de *Bouguer* y *topográfica*, las cuales eliminan el efecto de gravedad de las masas existentes entre la superficie equipotencial y el punto de observación. Como estas correcciones generalmente asumen que la densidad se mantiene constante, el efecto de gravedad que queda después de estas correcciones (*anomalía de Bouguer*) permite interpretar cambios de masas en el subsuelo que detectamos como contrastes de densidad en los materiales del subsuelo debidos a heterogeneidades geológicas (Reynolds, 1997).

Para la interpretación en ambientes geotérmicos es importante tener en cuenta que la densidad está determinada en gran medida por la porosidad, por lo que los contrastes se ven disminuidos

cuando la porosidad se pierde por procesos de compactación (e.g. por presión litostática) o de cementación (e.g. por alteración hidrotermal o el aumento de la temperatura). Una consecuencia de esto es que cuando se tiene una mayor carga litostática, las rocas porosas se compactan más y se hacen más uniformes a profundidad, de forma que las interpretaciones deben hacerse tomando un enfoque cima-base debido a que los contrastes decrecen con la profundidad.

#### PRINCIPIO FÍSICO

La ley de gravitación universal de Newton dice que dos cuerpos se atraen con una fuerza de dirección concordante a la línea que une sus centros de masa, de intensidad directamente proporcional al producto de sus masas ( $m_1$  y  $m_2$ ) e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa.

La fuerza de atracción está expresada por.

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad \text{Ec. 1}$$

Cavendish en el año de 1798 ideó una balanza, y conociendo las masas y la distancia que las separa, así como el coeficiente de torsión del hilo de sustención, pudo calcular el coeficiente de proporcionalidad que es conocido como la Constante de Gravitación Universal (G) en  $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$  (Reynolds, 1997).

Para el caso específico de la Tierra, podemos reescribir la ecuación 1 utilizando como M la masa de la Tierra, m la masa del objeto y R la distancia entre los objetos o la distancia al centro de la Tierra, para obtener:

$$F = G \frac{M m}{R^2} . \quad \text{Ec. 2}$$

Utilizando también la segunda ley de Newton y reemplazando el termino aceleración por la componente vertical de la aceleración de la gravedad promedio en la Tierra  $g_h = 9.8 \text{ m/s}^2$  (Reynolds, 1997), resulta en la relación

$$F G \frac{M m}{R^2} = m g_h; \quad \text{Ec. 3}$$

de donde resulta

$$g_h = G \frac{M}{R^2}. \quad \text{Ec. 4}$$

En donde  $g_h$  es una primera aproximación de la componente vertical del campo gravitatorio terrestre en la superficie de un Tierra estática y esférica de masa M y radio R.

Desde que se introdujo el Sistema Internacional de Unidades la aceleración debida a la gravedad se mide en  $\mu\text{m/s}^2$  y se refiere como g.u. (*gravity units*) y son variaciones muy pequeñas de la aceleración de la gravedad, sin embargo este término aun no es ampliamente utilizado, por lo que los Gals denominadas en honor a Galileo siguen siendo lo más común, en estudios gravimétricos las cantidades medidas son del orden de mGal (Reynolds, 1997).

$$1 \mu\text{m/s}^2 = 1 \text{ g.u.} = 10^{-6} \text{ m/s}^2 = 10^{-4} \text{ cm/s}^2 = 10^{-4} \text{ Gal} = 10^{-1} \text{ mGal}$$

#### CORRECCIÓN/REDUCCIÓN DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

La aproximación de la aceleración de la gravedad dada por la ecuación 4 es una aproximación meramente matemática. Para analizar las pequeñas variaciones de gravedad que se asocian a heterogeneidades geológicas, es necesario emplear versiones más completas de esta ecuación. Esto se logra a través de la desagregación de varios efectos gravitacionales que conforman los valores de gravedad que observamos en campo. Este proceso de desagregación de efectos se le conoce como *correcciones*.

En primera instancia, la forma de la Tierra difiere bastante de la de una esfera perfecta. Una aproximación geofísicamente aceptable para la forma de la Tierra es conocida como *Geoide*, el cual es una superficie equipotencial que coincide con la superficie del mar (asumiendo la inexistencia de corrientes oceánicas, olas, etc.) y continúa al interior de la masa continental. Las ondulaciones de esta superficie son el resultado de las inhomogeneidades de la Tierra. A pesar de que esta superficie existe, el cálculo del efecto de gravedad asociado a ella no es práctico para estudios geofísicos. En su lugar se emplea una superficie matemáticamente más tratable que se le asemeje, comúnmente se emplea un elipsoide de revolución.

El Elipsoide es la superficie de la Tierra matemáticamente representada que considera el achatamiento polar y el exceso de masa en el Ecuador.

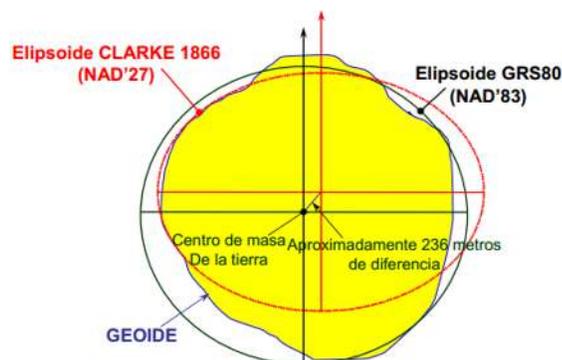


Figura 9: Comparación entre Elipsoide y Geoide (Tomado de National Geodetic Survey).

De esta forma, aunque representamos la Tierra con forma regular para facilitar cierto tipo de estimaciones, la irregularidad restante de la Tierra debe de considerarse para su corrección posterior sobre todo en las inmediaciones de los puntos de observación.

Localmente, los valores de aceleración de gravedad medidos sobre la superficie irregular de nuestro planeta tienen una desigual debida a la influencia de masas, movimiento y topografía. Existen 3 correcciones básicas relacionadas con la posición del punto de observación (Latitud, Aire Libre y Bouguer), 2 correcciones por la topografía superior o inferior de la litósfera en la vecindad del punto de observación (corrección por topografía y corrección por isostasia), 3 correcciones por variaciones temporales de las mediciones de gravedad (deriva instrumental, marea gravimétrica y Eötvös) y, en trabajos de mayor detalle, se pueden aplicar correcciones por efecto atmosférico y por el peso de edificios. En todo caso, dependiendo del tipo de estudio se aplican unas correcciones u otras (Reynolds, 1997).

#### CORRECCIÓN POR LATITUD

En general, la rotación de la Tierra genera una aceleración centrífuga (igual a la velocidad de rotación al cuadrado por la distancia del eje de rotación) que reduce considerablemente el valor de la gravedad. Esto ocasiona que el radio polar de la Tierra sea menor al ecuatorial por 21km y que el valor la gravedad es un 0.7% mayor en las zonas polares.

La siguiente ecuación contempla la atracción gravitatoria, más la corrección por achatamiento de la Tierra y la aceleración centrífuga.

$$G_{\phi} = \frac{GM}{R^2} - \frac{3GMa^2}{2R^4} J_2(3 \operatorname{sen}^2 \phi - 1) - \omega^2 R \cos^2 \phi \quad \text{Ec. 5}$$

Debido a que estas dos correcciones varían respecto a la Latitud pueden ser combinadas en una sola ecuación. En 1930 se adoptó la Ecuación Internacional de Gravedad y desde entonces ha tenido algunas modificaciones, la más reciente es de 1987 y funciona para cualquier punto sobre la Tierra.

$$G_{\phi} (1987) = 978032.67714 (1 + 0.00193185138639 \operatorname{sen}^2 \phi) (1 - 0.00669437999013 \operatorname{sen}^2 2\phi) \quad [mGal] \quad \text{Ec. 6}$$

donde  $G_{\phi}$  es el valor de la gravedad teórica para una latitud determinada a nivel del mar, 978032.67714 [mGal] es el valor de la gravedad en el ecuador y  $\phi$  es la latitud de cada dato expresada en radianes. Esta ecuación debe ser sustraída al valor de gravedad observada.

#### CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE

La base de esta corrección es que contempla la magnitud de gravedad en alturas sobre el geoide (nivel de referencia), sin contemplar las masas por debajo de este nivel. Su nombre proviene de la analogía de medir la gravedad en la canasta de un globo de aire caliente en vuelo (Reynolds, 1997).

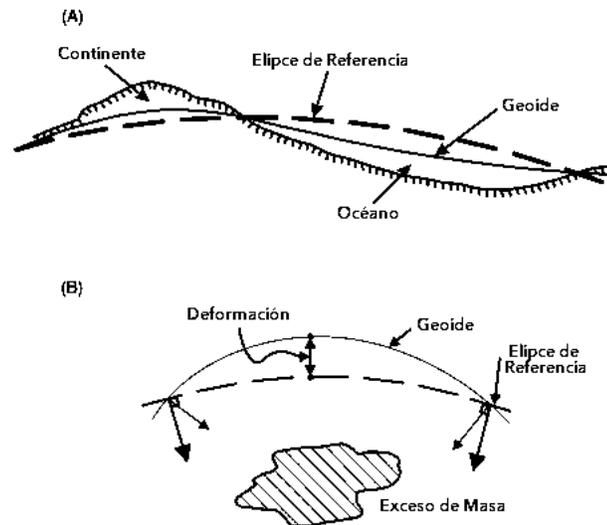


Figura 10: Deformación del geoide. (A) efecto a escala continental, (B) efecto local debido a excesos de masa. (Modificado de Reynolds, 1997).

La corrección de aire libre cancela la diferencia entre la gravedad medida a nivel del mar y a una elevación  $h$  en metros en un espacio vacío entre el nivel del mar y la elevación  $h$ . Un valor de  $0.3086 \text{ g.u./m}$  es comúnmente aceptado y es positivo sobre el nivel del mar y negativo por debajo de este (Reynolds, 1997).

$$C_{AAL} = 0.3086 * h \quad [mGal] \quad \text{Ec. 7}$$

#### CORRECCIÓN DE BOUGUER

La corrección de Bouguer calcula la atracción gravitatoria extra ejercida por una losa de roca de espesor  $h$  metros y densidad media  $\rho$  ( $\text{Mg} / \text{m}^3$ ) que da como resultado mediciones de la gravedad ( $g_{\text{obs}}$ ) sobreestimados por una cantidad igual a  $0.4192 \rho h \text{ g.u.}$  La corrección de Bouguer debe sustraerse del valor de gravedad para estaciones sobre el nivel del mar (Reynolds, 1997).

El objetivo de esta corrección es eliminar el efecto gravimétrico de las masas entre el nivel de la estación y el nivel de referencia geoide (las masas que la corrección de aire libre consideraba como vacías), para que los datos observados puedan ser comparados con los teóricos calculados en el nivel de referencia. Esta corrección no tiene en cuenta los valles y montañas (Figura 11).

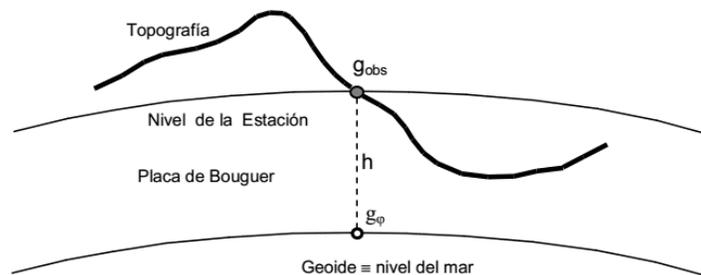


Figura 11. Esquema de aplicación de la corrección de Bouguer (Modificado de Reynolds, 1997).

Para aproximar estas masas se usa generalmente un modelo simple de una capa plana e infinita con una densidad constante  $\rho$  (usualmente  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ) denominada placa de Bouguer. La constante de gravitación universal  $G$  es igual a  $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$ .

$$C_B = 2\pi G \rho h \quad \text{Ec. 8}$$

$$C_B = 0.04193 * \rho * h \quad [\text{mGal}] \quad \text{Ec. 9}$$

Para aplicar la corrección de Bouguer es necesario conocer la densidad promedio de la roca en la zona de estudio, aunque es común utilizar  $\rho=2.67 \text{ g/cm}^3$  para la placa de Bouguer, existe el método Nettleton asume que los datos gravitacionales corregidos no deberían mostrar correlación con la topografía, ya que todos esos efectos deberían haberse eliminado a través de los procesos de reducción, si se elige un rango de densidades para realizar la corrección de Bouguer en un perfil gravedad con bruscos cambios de topografía, la densidad que muestre la menor correlación con la topografía se toma como la correcta (Reynolds, 1997).

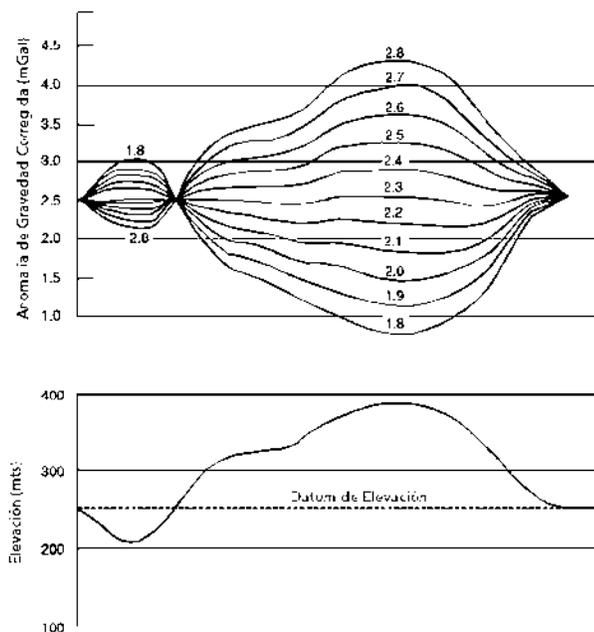


Figura 12: Esquema del funcionamiento del Método de Nettleton para estimar densidad promedio para la placa de Bouguer. (Nettleton, 1976; Modificado de Reynolds 1997).

### CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA

Esta corrección considera los valles y montañas que la corrección de Bouguer al ser una losa plana puede tener en cuenta. Los valles fueron rellenados y su efecto es restado con la anomalía de Bouguer originando un exceso negativo, debe calcularse la atracción de estas masas y sumarla para anular su efecto. Las montañas por el contrario no son consideradas, disminuyendo el valor medido por tanto debe calcularse la atracción y sumar su efecto. Como resultado, esta corrección es siempre aditiva (Reynolds, 1997).

La aplicación de esta corrección necesita del conocimiento de la topografía alrededor de la estación. Un método muy usado es el método de *Hammer*, el cual consiste en dividir el terreno en cilindros concéntricos y asignarle una altitud promedio a cada sector medida del mapa topográfico y se resta la altitud de la estación obteniendo  $\Delta h$ . De esta forma quedan definidos una serie de sectores cuya atracción de masas respectivas brindará las correlaciones buscadas (Reynolds, 1997).

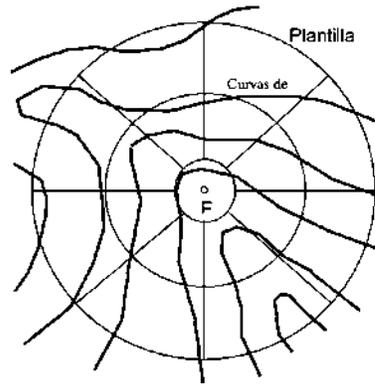


Figura 13: Esquema de funcionamiento del algoritmo de corrección topográfica (Modificado de Reynolds, 1997).

Mientras que los mapas estén digitalizados, la correlación topográfica se efectúa de manera automática mediante programas desarrollados para ello.

#### ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

Las discrepancias entre el valor de gravedad medido y corregido y el valor teórico calculado con la Ecuación Internacional son denominadas anomalías gravimétricas, se expresan de la siguiente forma para elevaciones sobre el nivel del mar (Kearey, 1984):

$$\text{Anomalía Gravimétrica } \Delta G = g_{obs} - g_{base} + \Sigma (corr) \quad \text{Ec. 10}$$

Para  $\Sigma (corr) = G_{\phi} - C_D + C_{AAL} - C_B + C_T$  y representa la sumatoria de todas las correcciones a realizar, dependiendo los fines de exploración.

Donde  $g_{obs}$  son datos onservados en campo,  $g_{base}$  son datos de estación base o gravedad absoluta,  $G_{\phi}$  es la corrección por latitud,  $C_D$  es la corrección por deriva instrumental y mareas terrestres,  $C_{AAL}$  es la corrección de Aire Libre,  $C_B$  es la corrección de Bouguer y  $C_T$  es la corrección topográfica.

#### DENSIDAD DE LAS ROCAS

En exploración gravimétrica estamos interesados en la pequeña fracción de la gravedad terrestre debida a las variaciones en la densidad de la roca, por lo que la determinación de todos los factores que afectan la densidad ayudará a la interpretación de datos de gravedad. Una primera

fuentes de información son los rangos de densidades obtenidos para muestras de diferentes tipos de materiales geológicos. La figura 14 muestra un gráfico con ejemplos de variaciones de densidad.

Debe enfatizarse que, en un levantamiento gravimétrico, la determinación de densidades se basa en rocas que son accesibles ya sea en la superficie, donde pueden estar desgastados y/o deshidratados, en perforaciones donde pueden haber sufrido de relajación del estrés y estar mucho más agrietado que cuando estaba *in situ*. Consecuentemente, los errores en la determinación de las densidades se encuentran entre los más importantes en gravimetría, esto debe tenerse en cuenta al hacer interpretaciones para no sobre-interpretar los datos e ir más allá de lo geológicamente razonable (Reynolds, 1997).

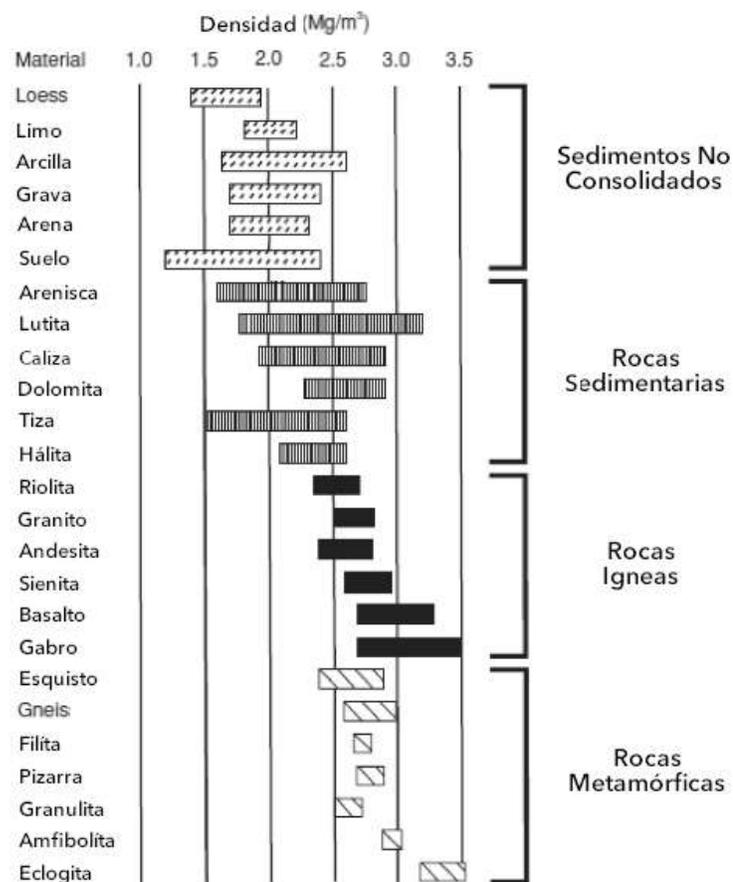


Figura 14: Variación en la densidad para diferentes tipos de rocas. (Modificado de Telford et al., 1990; Reynolds, 1997).

Al menos siete factores afectan la densidad de los materiales sedimentarios: composición, cementación, edad y profundidad del entierro, procesos tectónicos, porosidad y tipo de fluido poroso. Cualquiera o todos estos pueden aplicar para una masa rocosa dada. El grado en que cada uno de estos factores afecta la densidad de la roca se da en la Tabla 2; pero la experiencia muestra que, en circunstancias normales, el contraste de densidad entre estratos sedimentarios adyacentes raramente es mayores a  $250 \text{ kg/m}^3$ . (Reynolds, 1997).

<b>Factor</b>	<b>Porcentaje aproximado del cambio en densidad</b>
Composición	35%
Cementación	10%
Edad y profundidad	25%
Procesos tectónicos	10%
Porosidad y Fluidos de Poro	10%

*Tabla 2: Efectos de diferentes factores físicos en la densidad de las rocas (Tomada de Reynolds, 1997).*

## MAGNETOMETRÍA

El objetivo de un estudio magnético es investigar la geología del subsuelo sobre la base de anomalías en el campo magnético de la Tierra como resultado de las propiedades magnéticas de las rocas subyacentes. Aunque la mayoría de los minerales formadores de rocas son efectivamente no magnéticos, ciertos tipos de rocas contienen suficientes minerales magnéticos para producir anomalías magnéticas significativas. La velocidad de operación de los estudios aéreos, en particular, hace que el método sea muy atractivo en la búsqueda de depósitos que contengan minerales magnéticos (Kearey, 1984); así como para definir rasgos estructurales pertenecientes al basamento como pueden ser cuerpos intrusivos, límites entre unidades o rasgos estructurales en cuencas sedimentarias (Reeves, 2005).

Los minerales conservan su magnetización debajo de la temperatura de Curie ( $\sim 578^{\circ}\text{C}$  para la magnetita,  $675^{\circ}\text{C}$  para la hematita y  $350^{\circ}\text{-}150^{\circ}\text{C}$  para la titanomagnetita), consecuentemente las fuentes de anomalías magnéticas sólo pueden ser hallados a una profundidad máxima de 30 a 40 km en condiciones de un gradiente normal de temperatura (Lowrie, 2007).

El campo magnético terrestre (campo Geomagnético) resulta de la interacción de un campo de origen interno y uno externo. El campo interno se ve afectado por la composición y flujo sustancias terrestres en tres niveles: núcleo, manto y corteza. El campo geomagnético es vertical en los polos magnéticos y horizontal en el ecuador magnético; su intensidad está basada en la densidad de las líneas de flujo magnético (Reeves, 2005).

## PRINCIPIO FÍSICO

El campo magnético está fundado en la fuerza de atracción que ejercen las cargas en movimiento y, por lo tanto, depende de la intensidad del movimiento de cargas y su dirección. El elemento básico de campo magnético está dado por un circuito cerrado de corriente, el cual forma un

dipolo magnético elemental. Macroscópicamente, un imán de barra se aproxima a un dipolo magnético, por lo que, si se suspende libremente se alinea de acuerdo al flujo del campo magnético de la Tierra y conserva la dirección del campo. En el caso del imán de barra, el polo del imán que tiende a apuntar en la dirección del polo norte de la Tierra recibe el nombre de polo norte o positivo.

A pesar de que el elemento fundamental de un campo magnético es un circuito y por ende no tiene polos magnéticos reales, el concepto de polo magnético para representarlo resulta bastante apropiado en algunas aplicaciones. En esta aproximación, la fuerza  $F$  entre dos polos magnéticos de intensidad  $m_1$  y  $m_2$  separados por una distancia  $r$  viene dada por:

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu_R r^2} \quad \text{Ec. 11}$$

donde  $\mu_0$  y  $\mu_R$  son constantes correspondientes a la permeabilidad magnética del vacío y la permeabilidad magnética relativa del medio que separa los polos. La fuerza es atractiva si los polos son de diferente signo y repulsivos si son de signo similar. El campo magnético  $B$  debido a un polo de intensidad  $m$  a una distancia  $r$  desde el polo se define como la fuerza ejercida sobre un polo positivo de la unidad en ese punto:

$$B = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2} \quad \text{Ec. 12}$$

En este caso tanto el campo magnético como la fuente (dipolo magnético) son elementos vectoriales, por lo que resulta muy conveniente la representación del campo  $B$  a través de un campo potencial escalar. En analogía al caso gravitacional, para un solo polo de fuerza  $m$ , el potencial magnético  $V$  a una distancia  $r$  del polo viene dado por:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2} \quad \text{Ec. 13}$$

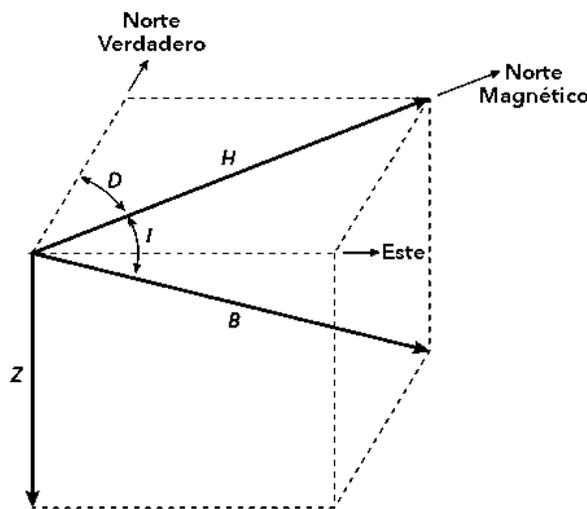
La componente del campo magnético en cualquier dirección viene dada por la derivada parcial del potencial en esa dirección (Kearey, 1984).

Para definir la intensidad magnética de un dipolo magnético elemental, se puede definir el momento magnético " $M$ " de un dipolo empleando el concepto de dos polos de intensidad  $m$  separados una distancia " $l$ ", o bien empleando la intensidad de corriente " $i$ " circulando por una espira cerrada de área " $A$ " por:

$$M = m * l = i * A \quad \text{Ec. 14}$$

En el sistema de unidades SI, el momento magnético tiene unidades de  $\text{Am}^2$  (amperes metro cuadrado). Al igual que la masa en el fenómeno gravitatorio, el momento magnético es una propiedad extrínseca de la materia y, por ende, depende de la cantidad de sustancia. La correspondiente propiedad intrínseca es la magnetización, la cual se define como el momento magnético por unidad de volumen por lo que tiene unidades de  $\text{A/m}$ . Esta propiedad viene a sumarse directamente al flujo magnético  $H$  que pasa a través de la sustancia misma, por lo que tiene las mismas unidades  $[\text{A/m}]$  para conformar la inducción magnética (campo  $B$ ), la cual será referida en esta tesis simplemente como campo magnético.

El campo geomagnético, se define a través de la intensidad y componentes del vector  $\vec{B}$  respecto a los puntos de observación. Una de las maneras más sencillas es utilizando un sistema coordenado para describir al vector en sus tres componentes ortogonal (Figura 15), orientando usualmente este sistema en dirección N, en dirección E y sobre la Vertical (Telford, 1976; Lowrie, 2007; Blakely, 1996).



Donde:

$D$  = Declinación magnética ( $0^\circ \leq D < 360^\circ$ ).

$I$  = Inclinación magnética ( $-90^\circ \leq I < 90^\circ$ ).

$B$  = Intensidad del campo magnético terrestre.

$H$  = Componente horizontal del campo magnético.

$Z$  = Componente vertical del campo magnético.

Figura 15: Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo ( $B$ ) y sus proyecciones, horizontal ( $H$ ) y vertical ( $Z$ ) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación ( $I$ ) y declinación ( $D$ ) (Modificado de Kearey et al., 1984).

#### VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

En la superficie de la Tierra existen diversos elementos internos y externos que modifican el campo magnético terrestre en tiempo y espacio. Es imprescindible tomar en cuenta los elementos externos cuando se pretende realizar un levantamiento magnético, ya que estos producen variaciones en el campo magnético terrestre debido a la interacción del campo magnético global y el campo asociado al viento solar en la magnetosfera terrestre (Lowrie, 2007).

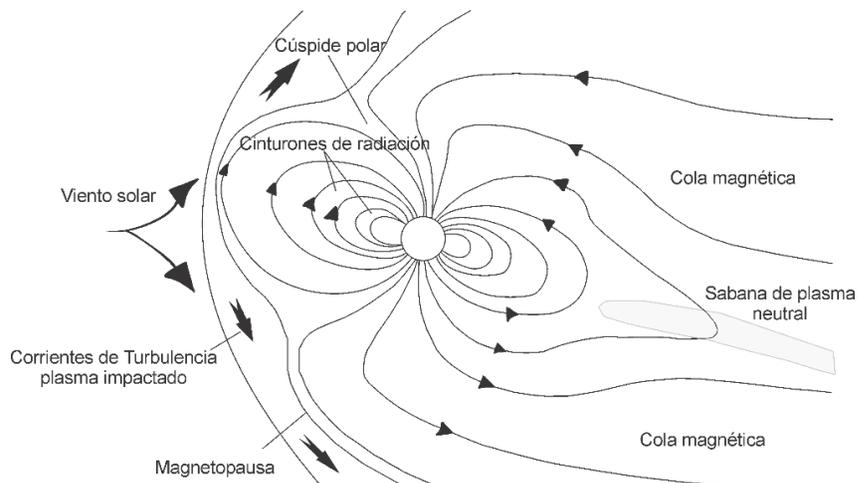


Figura 16: Interacción del viento solar y el campo magnético terrestre a través de la magnetosfera (Modificado de Lanza y Meloni, 2006).

### SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

La susceptibilidad y magnetización remanente de las rocas son las propiedades de interés de los levantamientos magnéticos (Nabighian, 2005). La susceptibilidad ( $k$ ) es la capacidad que tiene una roca de adquirir magnetización ( $J$ ) en presencia de un campo magnético externo ( $H$ ). La magnetización remanente es la magnetización permanente de una roca y esta no depende de algún campo externo.

La magnitud de la magnetización ( $J$ ) que una roca adquiere es proporcional a la intensidad del campo magnético de la Tierra ( $H$ ), donde la constante de proporcionalidad ( $k$ ) es la susceptibilidad magnética de la roca, como se expresa en la ecuación 15

$$J = k * H$$

Ec. 15

La magnetita, pirrotita y la magemita son los únicos minerales magnéticos importantes de ocurrencia natural, siendo la magnetita, por mucho, el más común de ellos (Milson, 2003). A pesar de las diferencias en el rango de susceptibilidad que presentan las rocas no es sencillo identificar un tipo de roca específico basados únicamente en datos magnéticos.

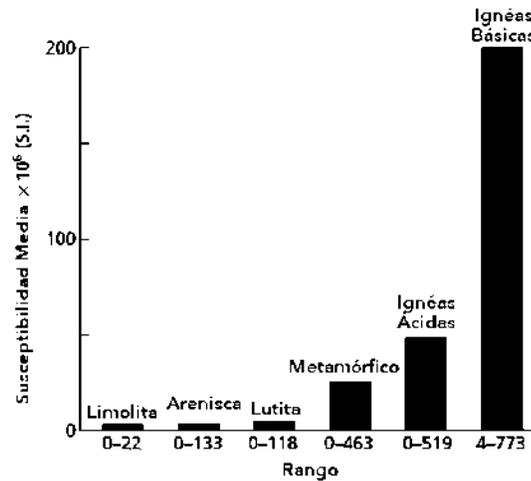


Figura 17: Histograma mostrando el valor medio y el rango de susceptibilidades magnéticas para tipos de rocas comunes (Modificado de Dobrin y Savit, 1988).

Se utiliza el Sistema Internacional (SI) para dar dimensiones al valor del campo magnético, usando las unidades Tesla en honor al científico Nicolás Tesla; sin embargo, el tesla es una unidad demasiado grande para expresar las pequeñas anomalías magnéticas causadas por las rocas por lo que se emplea una subunidad, el nanoTesla (nT). Aunque es posible encontrar datos con unidades en el Sistema Cegesimal (CGS-EMU).

Sistema Internacional (SI)	Sistema de unidades electromagnéticas (EMU)
1 Tesla	$10^8$ gauss
1 nanoTesla (nT)	$10^1$ gauss
1 nT	1 gamma
1 nT	$10^{-9}$ Tesla

Tabla 3: Unidades de medida para la susceptibilidad magnética empleadas por el SI y CGS-EMU.

#### CORRECCIÓN/REDUCCIÓN DEL MÉTODO MAGNÉTICO

La desviación de la intensidad del campo geomagnético normal se denomina anomalía magnética. Su causa es la variación en la composición de las rocas que constituyen la corteza terrestre.

La eliminación de los efectos debidos a la variación diurna y al campo geomagnético normal (IGRF) implica la sustracción de alrededor del 99% del valor de campo magnético medido en campo (Reeves, 2005) y a esto se le denomina Anomalía de Campo Magnético y puede ser considerada como la contribución de la corteza debida a las heterogeneidades geológicas en los primeros 20 – 30 km.

### CORRECCIÓN POR VARIACIÓN DIURNA

Debido a la actividad del viento solar genera calentamiento periódico y mareas atmosféricas en la ionosfera que a su vez generan corrientes eléctricas que hacen variar la intensidad del campo magnético durante el día, el campo magnético terrestre presenta ligeras variaciones que deben contemplarse al hacer cálculos. Una solución al problema consiste en consultar reportes de clima espacial para poder suprimir estos efectos, por otro lado, se puede recurrir a un análogo a la corrección por deriva instrumental en gravimetría empleando una estación base con una distancia no mayor a 100km del área de estudio para realizar comparaciones de medidas realizadas en lugares diferentes al mismo tiempo.

$$B_{DC} = B_{obs} \frac{B_{base2} - B_{base1}}{t_{base2} - t_{base1}} (t_{obs} - t_{base1}) \quad \text{Ec. 16}$$

### CORRECCIÓN POR IGRF

La magnitud del campo magnético  $B$  registrado en un levantamiento de campo magnético total en cualquier punto determinado no contiene información sobre la dirección del campo; sin embargo, su valor corresponde a la magnitud de la suma vectorial del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, por sus siglas en inglés) (Thébaults *et al.*, 2015) y una componente anómala  $\Delta F$  (Figura 18a).

Dado que la fracción IGRF del campo total medido es significativamente mayor que la componente anómala del campo (Figura 18b), normalmente se asume que su dirección corresponde exactamente a la del campo geomagnético IGRF. Como consecuencia, los mapas de anomalías del campo magnético total se interpretan como las componentes de anomalías locales en la dirección del campo magnético principal de la Tierra (Reeves, 2005).

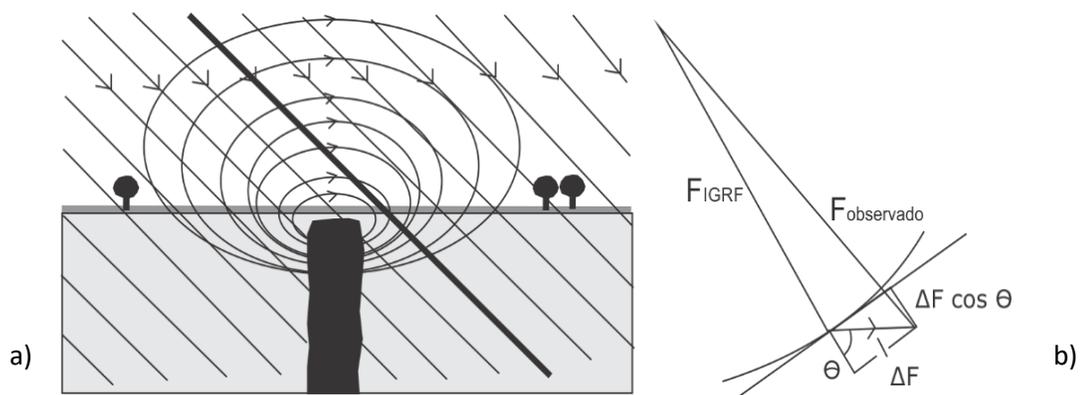


Figura 18: (a) Registro del campo magnético en un levantamiento magnético, con la suma de un campo magnético ambiental y contribución de una fuente, (b) Descripción gráfica de los componentes de  $\Delta F$  (Modificado de Reeves, 2005).

### ANOMALÍA DE CAMPO TOTAL

La metodología de procesamiento de datos magnéticos terrestres y aeromagnéticos es similar, sólo que en los segundos se agregan correcciones por efectos de la aeronave (correcciones sistemáticas).

Los valores de campo magnético se corrigen por variación diurna empleando una estación magnética base o datos de un observatorio geomagnético como el de Teoloyucan, Estado de México. Esto se puede realizar mediante una hoja de cálculo de la siguiente forma:

- a) Se obtiene el promedio de las mediciones de la estación magnética base de todos los días en campo.
- b) A cada valor de la estación magnética base se le resta el campo promedio de los datos del inciso anterior, obteniendo con esto, el valor de la variación diurna.
- c) Para cada dato observado durante el levantamiento en campo se le resta su valor de variación diurna correspondiente según coincidieran las horas de medición, tanto de la base como de los datos observados, obteniendo con esto el campo magnético total.
- d) Posteriormente se sustrae el valor del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) para el área de interés, con la finalidad de obtener sólo el valor de la anomalía magnética ocasionada por cuerpos geológicos locales.

### ANOMALÍA REDUCIDA AL POLO

Mientras que las anomalías de la gravedad positiva se relacionan directamente a concentraciones de masa; las anomalías magnéticas son dipolares y la posición de sus máximos y mínimos corresponden tanto a la polaridad del cuerpo que las produce como de la dirección de la medición. El único caso en que ambos polos de la anomalía magnética son coincidentes es cuando tanto la magnetización del cuerpo como la dirección de medición son verticales. En este caso, el objeto que las produce está directamente debajo del máximo de la anomalía magnética observada (cf. Blakely, 1996).

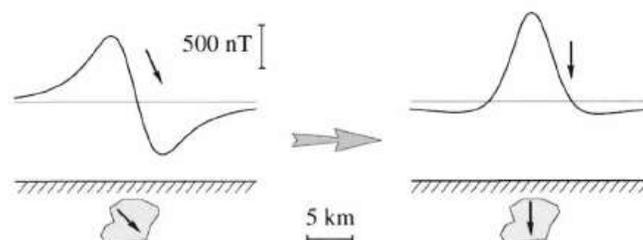


Figura 19: Anomalía magnética antes y después de la reducción al polo (Blakely, 1996).

Dado que los campos magnéticos son armónicos, se puede calcular el valor del campo magnético en cualquier posición a partir de los datos medidos en una superficie cerrada. Esto permite, determinar cual sería la forma de cualquier componente del campo en cualquier posición para cualquier orientación de la magnetización del objeto. Existen varios filtros desarrollados gracias a esta característica, uno de los más útiles en la interpretación de anomalías magnéticas es el filtro conocido como *Filtro de Reducción al Polo* (Figura 19).

La reducción al polo elimina un nivel de complejidad del proceso interpretativo ya que desplaza las anomalías lateralmente para ubicarlas sobre sus respectivas fuentes y altera su forma para que las fuentes simétricas provoquen anomalías simétricas. Este filtro se puede aplicar en el dominio del número de onda (como una multiplicación) o en el espacio (como una convolución). La expresión correspondiente en el dominio de Fourier (Baranov y Naudy, 1964) es la siguiente:

$$F(\Delta T_r) = F(\psi_r) * F(\Delta T); \quad F(\psi_r) = \frac{1}{\theta_m * \theta_f} \quad \text{Ec. 17}$$

Donde  $\theta_m$  es un término que depende de la orientación del momento magnético "m" y " $\theta_f$ " es un término que depende de la dirección de medición que, en el caso de anomalías de campo magnético total, corresponde a la dirección del campo magnético terrestre "f".  $\Delta T_r$  corresponde a la anomalía que se mediría en el polo norte magnético, donde la magnetización inducida y el campo ambiental se dirigirían verticalmente hacia abajo. La reducción al polo no tiene ningún efecto sobre la forma del espectro promediado radialmente (Blakely, 1996).

#### ANOMALÍA PSEUDO-GRAVIMÉTRICA

Otro filtro que se puede aplicar a una anomalía magnética aprovecha el hecho de que los campos armónicos producidos por un cuerpo homogéneo para una superficie cerrada se pueden calcular uno a partir del otro. Tanto el campo gravitacional como el magnético no sólo son armónicos, sino que también las leyes de atracción que rigen los cuerpos gravitatorios y magnéticos son similares ya que dependen de la distancia radial r (más particularmente de  $1/r$ ). Existe así, una relación entre los potenciales gravitacionales y magnéticos conocidos como la ecuación de *Poisson*.

La ecuación de *Poisson* proporciona un método para transformar campos magnéticos de polos magnéticos aislados en campos gravitacionales y viceversa para cuerpos en los que la relación de intensidad de magnetización a densidad permanece constante. Dichos campos transformados se conocen como campos pseudo-gravitacionales y pseudo-magnéticos (Garland, 1951).

Una aplicación de esta técnica es la transformación de anomalías magnéticas a pseudo-gravimétricas con fines de interpretación indirecta, ya que estas últimas son significativamente más fáciles de interpretar que sus homólogos magnéticos (Kearey, 1984).

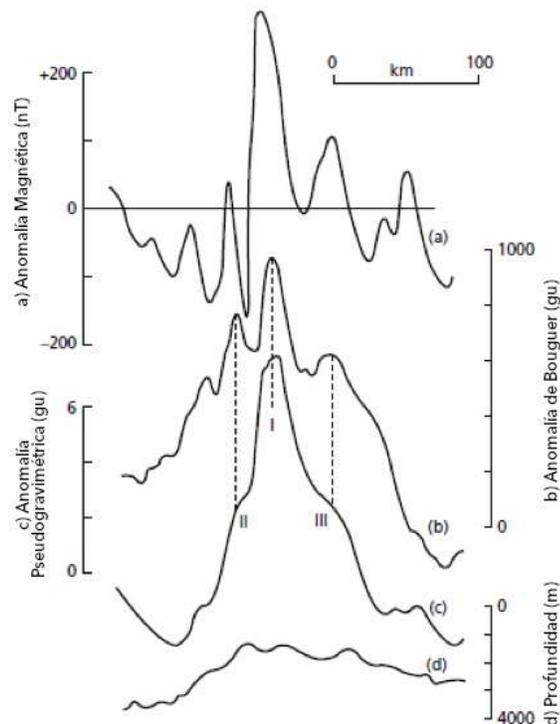


Figura 20: Gráfico que ilustra la relación entre (a) anomalía magnética reducida al polo, (b) anomalía de Bouguer, (c) anomalía pseudo-gravimétrica y (d) un perfil batimétrico (Modificado de Kearey et al., 1984).

#### PROCESAMIENTO DE LOS MÉTODOS POTENCIALES

A partir de los mapas de Anomalía Gravimétrica y Magnética se realiza una serie de procesos puramente matemáticos con el fin de mejorar la calidad de la señal o hacer interpretaciones fundamentadas en las propiedades físicas de la materia. Hay que tener en cuenta que estos procesos son estrictamente matemáticos, por lo tanto, se debe tener cuidado con las interpretaciones y considerar las suposiciones implícitas en la técnica. De igual manera, es necesario tomar en cuenta que para una buena confiabilidad de los procesos es necesario haber realizado una buena reducción de los datos.

#### ANOMALÍA REGIONAL/RESIDUAL

Al ser un resultado de las heterogeneidades geológicas, los mapas de anomalía son un reflejo de las heterogeneidades mismas. Para su interpretación cualitativa, se pueden describir de manera similar a mapas de relieve topográfico; es decir, a través de altos y bajos, características lineales y contornos (Figura 21). Tienen la ventaja adicional de que, debido a la divergencia del campo magnético, puede reflejar anomalías de longitudes de onda larga (anomalía regional) asociadas a características de efectos geológicos profundos. Por el contrario, las anomalías de longitud de onda corta (en ocasiones llamada anomalía residual) reflejan efectos geológicos someros (Reynolds, 1997).

En la mayoría de las aplicaciones, es necesario separar estos dos efectos; para lo que se puede recurrir a varios métodos como la aproximación de superficies polinómicas, la continuación analítica, los filtros digitales, la resta de datos aéreos a datos terrestres, etc.

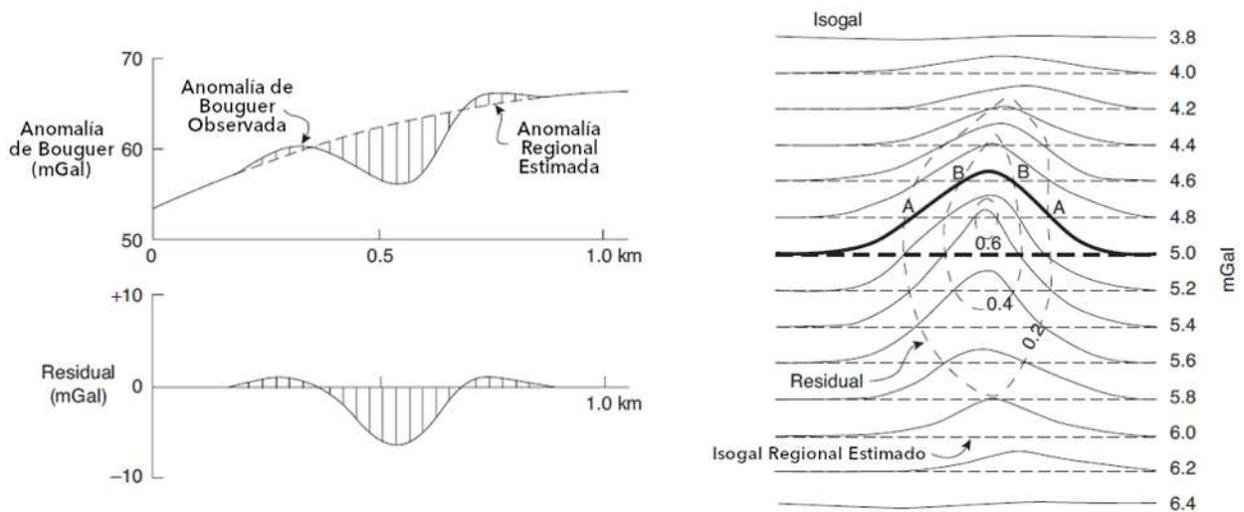


Figura 21: Esquema que ilustra la reducción residual (Modificado de Telford et al., 1976 y Reynolds, 1997).

#### CONTINUACIÓN ANALÍTICA ASCENDENTE/DESCENDENTE

Debido a que los campos gravitacionales y magnéticos son armónico, es posible proyectar matemáticamente el campo potencial de un *datum* de referencia hacia otro más arriba o abajo, como si el campo hubiese sido medido a diferentes niveles o alturas. La continuación ascendente de una anomalía elimina efectos de pequeñas masas superficiales (longitudes de onda corta) y mejora el campo regional (longitudes de onda larga), sería el análogo matemático de haber medido desde un avión.

La continuación descendente tiende a eliminar efectos regionales y a delinear masas pequeñas o superficiales; sin embargo, es poco utilizada ya que es inestable y puede llevar a interpretaciones erróneas cuando la masa anómala está a la misma profundidad de la continuación descendente (Reynolds, 1997).

Derivada de Pendiente (*Tilt Derivative*).

Los mapas de primera derivada permiten resaltar los cambios espaciales del campo y los de segunda derivada muestran la curvatura del campo. Mas allá de su significado cuantitativo, la importancia del método radica en que pueden destacar cambios pequeños de campo, permitiendo separar efectos que, por estar unos encima de otros, se muestran en superficie como una sola anomalía, un mapa de segunda derivada anula las anomalías de masas más profundas.

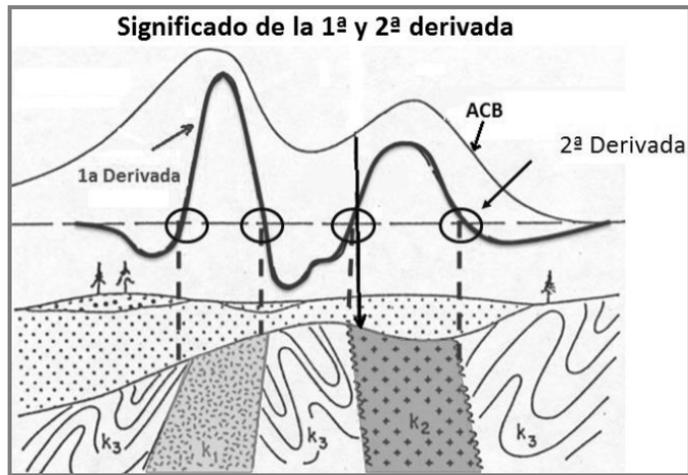


Figura 22: Diagrama que ejemplifica la primera y segunda derivada (Modificada de Reeves, 2005).

La primera derivada definida como TDR o Tilt se expresa de la siguiente manera:

$$TDR = \arctan \sqrt{\frac{VDR}{THDR}} \quad \text{Ec. 18}$$

Donde VDR es la Derivada del gradiente Vertical de gravedad, THDR es la Derivada Total del gradiente Horizontal de gravedad.

$$VDR = \frac{dg}{dz} \quad ; \quad THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Ec. 19}$$

La segunda derivada o Derivada Horizontal del Tilt se define como:

$$HD TDR = \sqrt{\left(\frac{\partial TDR}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial TDR}{\partial y}\right)^2} \quad \text{Ec. 20}$$

#### ESPECTRO RADIAL DE POTENCIA

El espectro radial de potencia está definido como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía gravimétrica o magnética.

Consiste en obtener el espectro de potencia de un mapa representando los datos bidimensionales en forma unidimensional, para obtener un espectro único, donde se calcula la profundidad de las fuentes de anomalías.

Para pasar de un espectro de potencia bidimensional a uno radial se calcula la media de todos los armónicos, para cada intervalo definido por círculos concéntricos que van incrementando su radio desde un origen común (Naidu y Mathew, 1998).

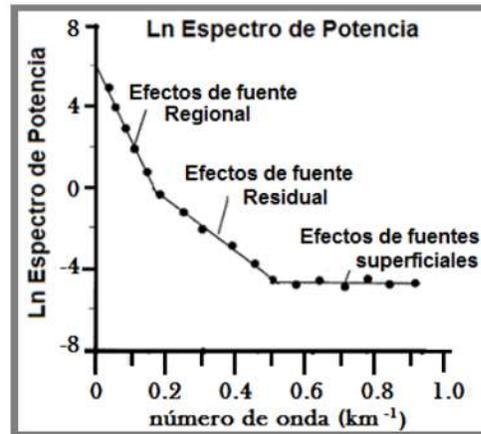


Figura 23: Espectro Radial de Potencia (Modificado de Spector y Grant, 1970).

Graficando el logaritmo natural del Espectro de Potencia contra el Número de Onda se pueden separar efectos profundos y someros ya que la pendiente de este gráfico está relacionada con la profundidad de las masas que generan las anomalías.

Esta relación entre pendiente y profundidades está dada por:

$$h = \frac{m}{4\pi} \quad \text{Ec. 21}$$

La tendencia lineal en las longitudes de onda corta corresponde al comportamiento de la componente Regional de las anomalías y la tendencia lineal en las longitudes de onda intermedias y altas corresponden a la componente residual de las anomalías (Spector y Grant, 1970).

#### 1.4.2 Método Magnetotelúrico

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica pasiva de exploración, que mide simultáneamente las variaciones naturales de campo magnético H y el campo eléctrico E en la superficie de la Tierra. Estos campos son originados por la interacción entre el campo magnético interno y el viento solar y/o la ionosfera y, de acuerdo a su frecuencia de oscilación, fluyen al interior de la Tierra a diferentes profundidades (Figura 24).

Al ser un método de fuente natural es versátil y práctico en el campo, ya que no es necesario hacer grandes tendidos de cable ni la presencia de grandes fuentes de energía (Pous y Marcuello, 2003; Simpson y Bahr, 2005).

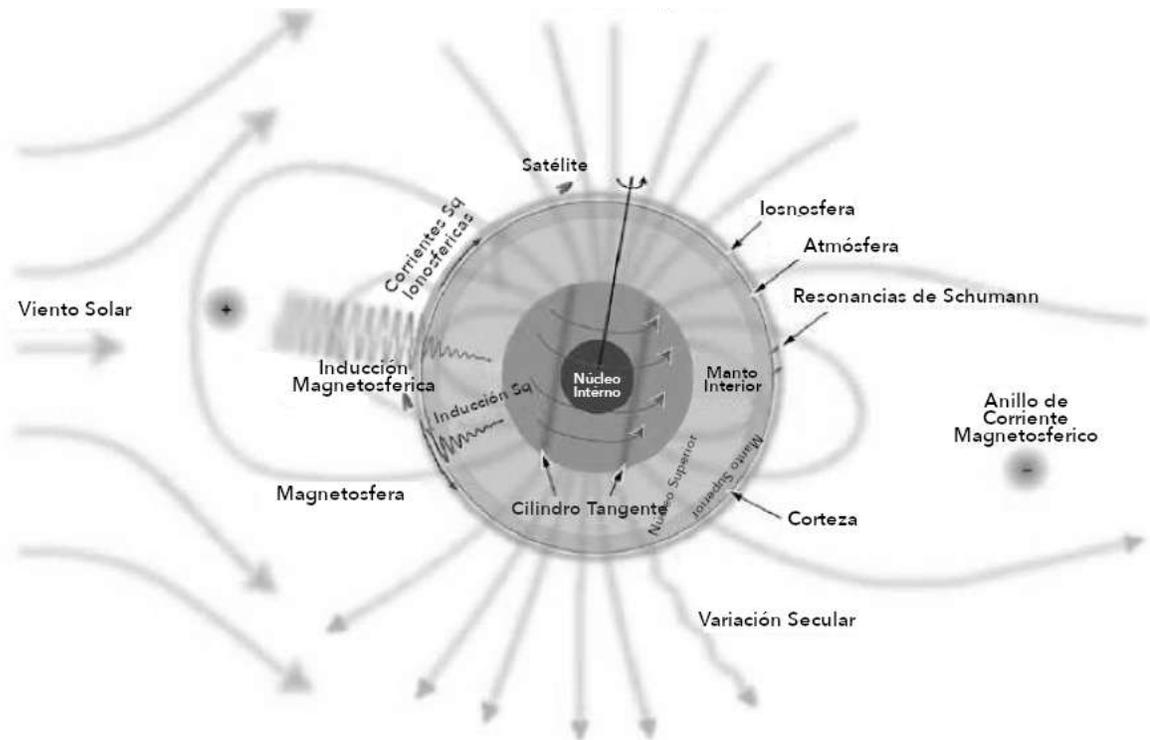


Figura 24: Geomagnetismo terrestre donde se puede ilustrar la inducción electromagnética en el interior de la tierra ocasionada por el viento solar.

La principal ventaja de este método es que se pueden alcanzar profundidades de exploración que van desde decenas de metros hasta el orden de kilómetros; además de ser sensible a la conductividad eléctrica del medio, lo cual es ideal para el estudio de recursos hídricos (de particular interés en aplicaciones geotérmicas). Para nuestra aplicación en particular, el diseño de la adquisición dependerá de la configuración del medio que se tenga, ya que la ubicación del recurso hídrico está en función de las características geológicas que se encuentren presentes en la zona de estudio.

Esta técnica surge de la combinación de dos técnicas previas: *i*) el sondeo geomagnético profundo (GDS), el cual utiliza las observaciones de los campos magnéticos de los observatorios geomagnéticos, para conocer la distribución de la conductividad eléctrica a profundidad y *ii*) el método telúrico, el cual mide los cambios de conductividad en el suelo a partir de observaciones hechas con dipolos eléctricos horizontales, permitiéndonos conocer la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo. Como resultado, una estación magnetotelúrica mide el campo eléctrico mediante un dipolo en la dirección N-S (componente  $E_x$ ), otro en la dirección W-E (componente  $E_y$ ), un campo magnético mediante una bobina en la dirección N-S ( $H_x$ ), otra en la dirección W-E ( $H_y$ ) y una bobina en la dirección vertical ( $H_z$ ).

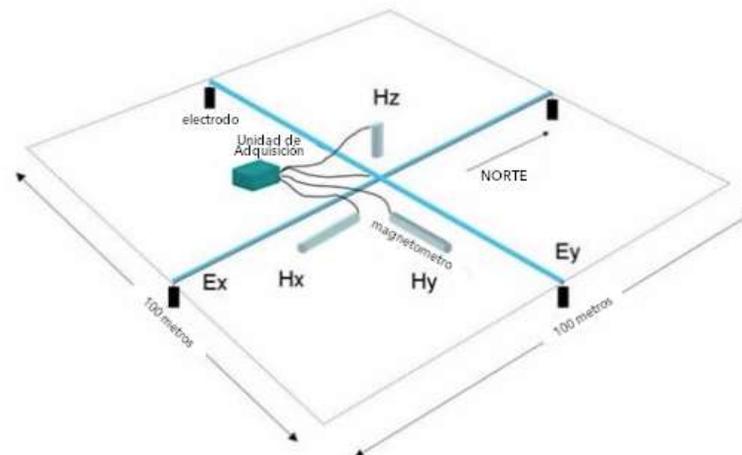


Figura 25: Modelo de implementación del equipo en campo (Modificado de Sudian, 2009).

### PRINCIPIO FÍSICO

Para el estudio de la Tierra a través del método magnetotelúrico, es suficiente con entender las ecuaciones clásicas del electromagnetismo dadas por las ecuaciones de Maxwell. Con estas ecuaciones es posible modelar a tamaño macroscópico las interacciones electromagnéticas al interior de la Tierra.

Según Serway (2009), las ecuaciones de Maxwell están descritas de la siguiente manera:

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley Ampere}$$

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{Ley Faraday}$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad \text{Ley de Gauss para E}$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ley de Gauss para H} \quad \text{Ec. 22}$$

Donde H es la Intensidad de campo magnético [A/m], J es la densidad de corriente [A/m<sup>2</sup>], E es la intensidad de campo eléctrico [V/m], D es el vector de desplazamiento eléctrico [C/m<sup>2</sup>] y B es el vector de inducción magnética [Wb/m<sup>2</sup>].

Basado en las definiciones dadas por Orellana (1974), se pueden describir de la siguiente manera:

### LEY DE AMPERE

Establece el campo H de atracción que genera una corriente eléctrica a su alrededor. Al asociar esta corriente con un proceso de transporte por arrastre de cargas (corriente de conducción) o a un proceso de propagación de momentos (corriente de desplazamiento) motivado por un campo eléctrico E, surge un acoplamiento entre los campos eléctrico y magnético, además de una relación de simetría de la inducción (ante un campo eléctrico variable). En esta ecuación, el primer

elemento de la igualdad representa la corriente de conducción, mientras que el segundo elemento representa la corriente de desplazamiento.

#### LEY DE FARADAY (INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA)

La Ley de Faraday explica como un flujo de campo magnético variable en el tiempo puede también inducir una corriente eléctrica en un circuito. Esta ecuación en particular es muy importante para el entendimiento del método magnetotelégrafo, pues está basado en la inducción de corriente en las bobinas receptoras.

#### LEY DE GAUSS PARA CAMPO ELÉCTRICO

Esta ecuación establece que el flujo de campo eléctrico total a través de cualquier superficie cerrada es igual a la carga neta encerrada por la superficie dividida entre  $\epsilon_0$ . Esto indica que todo campo eléctrico se origina en cargas positivas y termina en cargas negativas.

#### LEY DE GAUSS PARA CAMPO MAGNÉTICO

Para esta ecuación, el flujo magnético a través de una superficie cerrada es cero, es decir, el campo magnético siempre es cíclico. Esto significa que en la naturaleza no existen monopolios magnéticos, solo existen dipolos o múltipolos magnéticos.

Las relaciones constitutivas establecen la relación entre el comportamiento electromagnético de los campos con las propiedades eléctricas y magnéticas del medio de propagación. En el caso más simple (lineal e isotrópico) esta relación se da a través de constantes de proporcionalidad que definen las propiedades del medio. Las tres relaciones constitutivas relevantes en este método se enuncian a continuación:

$$J = \sigma E \text{ donde } \sigma \text{ es la conductividad eléctrica (S/m)} \quad \text{Ec. 23}$$

Esta es conocida como la Ley de Ohm, donde la conductividad eléctrica responde a las cargas libres de un medio en presencia de un campo eléctrico.

$$B = \mu H \text{ donde } \mu \text{ es la permeabilidad magnética (H/m)}. \quad \text{Ec. 24}$$

La permeabilidad magnética es una propiedad de los materiales que describe capacidad del medio para atraer y hacer pasar a través de sí mismo los campos magnéticos existentes, esta dada por la permeabilidad del vacío multiplicada por la permeabilidad relativa  $\mu = \mu_0 \mu_r$ .

$$D = \epsilon E \text{ donde } \epsilon \text{ es permitividad eléctrica} \quad \text{Ec. 25}$$

La permitividad eléctrica es la capacidad de un material a polarizarse en respuesta a un campo eléctrico y de esa forma cancelar parcialmente el campo dentro del material y esta dada por la permitividad del vacío multiplicada por la permitividad relativa  $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$ .

Observando las ecuaciones de Maxwell y las relaciones constitutivas resulta claro que la propagación de las ondas electromagnéticas depende de: (1) la naturaleza del medio y sus propiedades como la permitividad o constante dieléctrica, la permeabilidad magnética y la conductividad; y (2) de la velocidad de cambio (o frecuencia) de la onda electromagnética, donde a mayor frecuencia la profundidad es menor y a menor frecuencia mayor la profundidad.

Debido a que el subsuelo es un medio complejo, para establecer las ecuaciones del método magnetotelúrico se asume que: (1) la Tierra es un medio pasivo que no genera energía electromagnética, sólo la disipa o la absorbe; (2) que todos los campos son conservativos; (3) que el comportamiento de los campos lejos de la fuente puede describirse analíticamente (en el caso de la fuente magnetotelúrica se puede asumir idéntico al de onda plana); (4) que para las frecuencias en las que trabaja el método magnetotelúrico las corrientes de desplazamiento en el subsuelo pueden ser despreciadas comparadas con las corrientes de conducción (aproximación cuasiestática); (4) que tanto la permitividad eléctrica como la permeabilidad magnética de las rocas varían mucho menos que su conductividad eléctrica; y (5) que no hay acumulación de cargas libres en el subsuelo por lo que la ley de Gauss para el campo eléctrico vale cero. Se diferencia esto último del fenómeno de desplazamiento estático (Simpson y Bahr, 2005), el cual es asociado a pequeñas acumulaciones de cargas en las inmediaciones de los electrodos.

Para una oscilación armónica de frecuencia  $\omega$ , los campos eléctricos y magnéticos varían en su amplitud ( $E(r, \omega)$ ,  $H(r, \omega)$ ) y en su fase ( $\omega t$ ), es decir:

$$e(r, t) = E(r, \omega)e^{i\omega t} \quad h(r, t) = H(r, \omega)e^{i\omega t} \quad \text{Ec. 26}$$

#### TENSOR DE IMPEDANCIA

En el método magnetotelúrico se registran simultáneamente las variaciones temporales del vector de campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$  y  $H_z$ ) y del vector de campo eléctrico ( $E_x$  y  $E_y$ ) durante un mismo periodo de tiempo. Con esos elementos se calcula un tensor de impedancia "Z" para cada frecuencia de oscilación, el cual relaciona de forma lineal las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético (Vozoff, 1972).

$$E = Z H \quad \text{Ec. 27}$$

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}, \quad \text{Ec. 28}$$

o bien,

$$\begin{aligned} E_x &= Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_y &= Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{aligned} \quad \text{Ec. 29}$$

Al ser un sistema de dos ecuaciones con cuatro incógnitas no es posible calcular las componentes de este tensor. Para afrontar esa dificultad, se multiplica cada una de las dos ecuaciones por ambas componentes del campo magnético, obteniendo así un sistema de cuatro ecuaciones con cuatro incógnitas. Esta forma de resolver implica el cálculo de cross-correlaciones y auto-correlaciones al ser  $H_x H_x$  y  $H_x H_y$  componentes vectoriales.

$$\begin{aligned} E_x H_x &= Z_{xx} H_x H_x + Z_{xy} H_y H_x \\ E_x H_y &= Z_{xx} H_x H_y + Z_{xy} H_y H_y \\ E_y H_x &= Z_{yx} H_x H_x + Z_{yy} H_y H_x \\ E_y H_y &= Z_{yx} H_x H_y + Z_{yy} H_y H_y \end{aligned} \quad \text{Ec. 30}$$

La impedancia, como función del periodo  $T$ , contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades, dado que la impedancia  $Z$  es compleja posee parte real e imaginaria, lo que implica que cada componente  $Z_{ij}$  no solo tiene una magnitud, sino también una fase.

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias medidas por el método se puede calcular las resistividades y los ángulos de fase, utilizando las siguientes expresiones Vozoff, (1972):

$$\rho_{a\ ij}(\omega) = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \phi_{ij} = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}\{Z_{ij}\}}{\text{Re}\{Z_{ij}\}} \right) \quad \text{Ec. 31}$$

Donde  $i, j = x$  o  $y$ ;  $\text{Im}(Z_{ij})$  y  $\text{Re}(Z_{ij})$  son las partes imaginaria y real de  $Z_{ij}$ , respectivamente.

#### FUNCIÓN DE TRANSFERENCIA GEOMAGNÉTICA

Con base en el trabajo de Vozoff (1972), para el caso en el que se trate de un medio bidimensional con el rumbo orientado con una dirección de  $\phi_{\pm 90^\circ}$  del eje  $x$ , la relación de las componentes del campo magnético se expresa como

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y. \quad \text{Ec. 32}$$

El tipper ( $T$ ) relaciona así, la componente vertical del campo magnético con sus componentes horizontales:

$$H_z = [T_x T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad \text{Ec. 33}$$

Donde  $T_x$ - $T_y$  son las funciones de transferencia geomagnética, las cuales son magnitudes complejas y dependerán de la conductividad eléctrica del medio. El vector real de estas magnitudes está sobre el plano  $x$ - $y$  y tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras del medio por lo que su representación en un mapa es útil para localizar la distribución en planta de las estructuras anómalas.

$T_x$  y  $T_y$ , tendrán la misma fase y se asume que se encuentran libres de ruido por lo que la división de  $T_x/T_y$  es un número real, y el ángulo  $\phi$ , para que las componentes horizontales mantengan el ángulo (coherencia) con la componente vertical, se expresa como:

$$\phi = \arctan \left[ \frac{T_y}{T_x} \right] \quad \text{Ec. 34}$$

El tamaño de la dimensionalidad 3D es la diferencia entre el eje principal de dirección (obtenido por el tensor de impedancias rotado) y los obtenidos del campo horizontal y vertical, llamado en la literatura como Tipper skew, este valor es cero siempre y cuando la parte real y la imaginaria de  $H_z$  sea coherente con la misma componente horizontal, de la estructura 2D.

$$\text{Tipper Skew} = \frac{(A_r^2 + B_r^2) \tan^{-1}(A_r/B_r) - (A_i^2 + B_i^2) \tan^{-1}(A_i/B_i)}{T} \quad \text{Ec. 35}$$

Utilizando " $T_x$ " y " $T_y$ " se pueden calcular una " $H_z$ " estimada (Ec. 33) y determinar si es coherente con la medida de la componente vertical. En este caso la coherencia se calcula mediante:

$$\text{coh}(H_z H_z^{\text{pred}}) = \frac{A*(H_z H_x^*) + B*(H_z H_y^*)}{(H_z H_x^*)^{1/2} [A^2*(H_x H_x^*) + B^2*(H_y H_y^*)]^{1/2}} \quad \text{Ec. 36}$$

Cuando la estructura geológica es cercana a una estructura bidimensional, el tipper puede ser comparado directamente con las componentes de campo vertical o horizontal y con otros modelos (Vozoff, 1972).

#### ESTIMACIÓN DE PENETRACIÓN (SKIN DEPTH)

Se define la profundidad nominal como la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce en un factor "e" de su valor en la superficie. Tiene una relación inversa con la conductividad de las rocas y directa con el periodo T; por lo que contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De esta relación se puede ver que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método sea muy socorrido para mapear estructuras resistivas de gran tamaño (Vozoff, 1972).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} \quad \delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \text{Ec. 37}$$

#### CORRECCIÓN POR DESPLAZAMIENTO ESTÁTICO (STATIC SHIFT)

Existen algunos fenómenos que modifican las respuestas magnetoteléuricas y que se reflejan en las curvas de resistividad aparente y de fase. Estos fenómenos se pueden agrupar en dos rubros: la distorsión inductiva y la distorsión galvánica. Esta última proviene del campo eléctrico primario, el cual produce cargas eléctricas que se acumulan a lo largo de zonas de transición o fronteras. Este exceso de carga resulta en un campo eléctrico local que puede modificar, de forma

significativa y en todo el rango de frecuencias, las medidas de la resistividad eléctrica y de la fase volviéndola más relevante pues su magnitud es considerable y se refleja en las curvas de resistividad aparente como un desplazamiento constante a lo largo de todo el intervalo de frecuencias (*static shift*).

Las distorsiones galvánicas tienen un alcance local y actúan en cada estación MT de manera independiente por lo que el comportamiento de los campos eléctricos creados por cuerpos enterrado a poca profundidad provoca distorsiones diferentes en cada estación (Jiracek, 1990; Chave y Smith, 1994; Gabàs, 2003).

El desplazamiento estático o *static shift* provoca un desplazamiento en la frecuencia independiente para cada curva de resistividad aparente, las curvas son paralelas a su verdadero nivel, pero escaladas por factores reales. El factor de escala no se puede determinar directamente a partir de datos de MT registradas en un solo sitio, aunque un cambio paralelo entre dos polarizaciones de las curvas de resistividad aparente es un indicador fiable de la presencia de este fenómeno (Simpson y Bahr, 2005).

Las correcciones para *static shift* se realizan comúnmente empleando uno de los siguiente tres métodos:

- 1) Correcciones de periodos cortos empleando datos electromagnéticos de otro tipo (por ejemplo datos TEM o datos de resistividad en corriente directa).
- 2) Estadística (promedios), este método favorece a conservar las dimensiones de una anomalía en un medio multidimensional, pero arroja valores erróneos en cuanto a conductividad y profundidad del cuerpo.
- 3) Correcciones de periodo largo, basándose en las estructuras profundas, o funciones de transferencia magnéticas mediante el cálculo del *tipper*.

#### DIAGRAMAS POLARES

Según Chave y Jones (2012) una forma de extraer información sobre la dimensionalidad del medio es mediante los diagramas polares, que son la consideración de las formas rotacionales de las magnitudes de los elementos tensoriales diagonales y antidiagonales mediante el trazado  $|Z_{xx}(\theta)|$  y  $|Z_{xy}(\theta)|$  a medida que  $\theta$  se gira  $360^\circ$  (por supuesto, es suficiente girar solo  $90^\circ$  debido a la simetría). Teniendo en cuenta que estos también son estimadores de dimensionalidad y direccionalidad basados en la magnitud.

Utilizando la Ec. 28, para una respuesta sin errores sobre un medio puramente 1D  $|Z_{xx}(\theta)|$  es cero para todos los ángulos y  $|Z_{xy}(\theta)|$  describe un círculo perfecto. Para un medio puramente 2D,  $|Z_{xy}(\theta)|$  describe una forma que es elíptica para la anisotropía baja a moderada entre  $Z_{xy}$  y

Zyx, pero adopta una forma de "maní" para la anisotropía superior. El término diagonal  $|Z_{xx}(\theta)|$  muestra un patrón de trébol de cuatro hojas, con ceros en la dirección del golpe y perpendicular al *strike* donde  $|Z_{xy}(\theta)|$  alcanza máximos y mínimos.

Para un medio 3D la simetría se pierde y el elemento diagonal no muestra ceros en los cuatro puntos cardinales con separación de  $90^\circ$ , en los ángulos donde está la diagonal fuera de punto  $|Z_{xy}(\theta)|$  (Ec. 28) alcanza máximos y mínimos; sin embargo, debido a la contaminación por ruido, un intérprete puede decidir que es representativo de un medio 2D con un impacto geoelectrónico de aproximadamente  $-20^\circ$  (ó  $+70^\circ$ ).

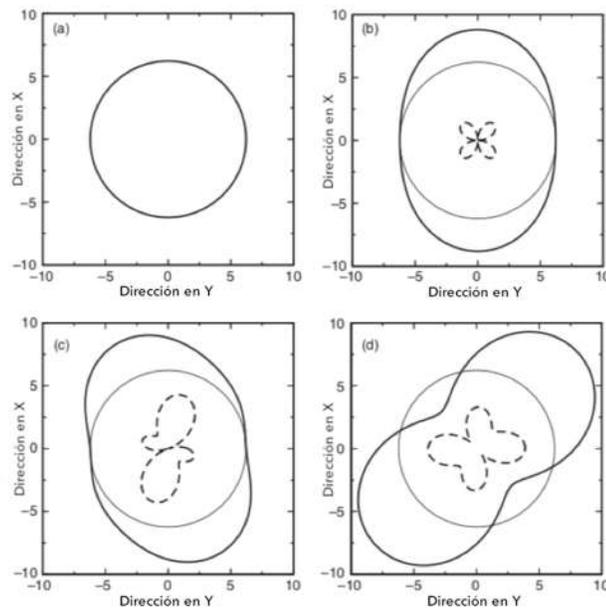


Figura 26: Diagrama de magnitud de impedancia rotada en  $360^\circ$  donde (a) representa un medio 1D, (b) un medio 2D, (c) un medio 3D y (d) un medio 3D/2D. En todos los casos, el círculo delgado representa el círculo unitario para el caso 1D, la curva completa gruesa representa el elemento de impedancia fuera de la diagonal y la curva discontinua gruesa representa la impedancia diagonal (Modificado de Chave y Jones, 2012).

## RESISTIVIDAD ELÉCTRICAS DE LAS ROCAS

La resistividad de los materiales geológicos exhibe una de los mayores rangos de variación, desde  $1.6 \times 10^8$  Ohm-m para plata nativa hasta 1016 Ohm-m para azufre puro. Las rocas ígneas generalmente tienen las resistividades más altas, mientras que las rocas sedimentarias tienden a ser más conductoras, en gran parte debido a su alto contenido de líquido de poros. Por su variedad de origen, las rocas metamórficas tienen resistividades intermedias pero superpuestas. La edad de una roca también es una consideración importante: una roca volcánica cuaternaria puede tener una resistividad en el rango de 10-200 Ohm mientras que la de una roca equivalente, pero de edad Precámbrica, puede ser un orden de magnitud mayor. Esto es una consecuencia de que la roca más antigua tiene mucho más tiempo para estar expuesta a un relleno secundario de intersticios por mineralización, compactación que disminuye la porosidad y la permeabilidad (Reynolds, 1997).

En las rocas sedimentarias, la resistividad del fluido intraporo es probablemente más importante que la de la roca huésped. Archie (1942) desarrolló una fórmula empírica para la resistividad efectiva de una formación rocosa que toma en cuenta la porosidad ( $\phi$ ), la fracción de los poros que contienen agua ( $s$ ) y la resistividad del agua ( $\rho_w$ ):

$$\rho = a\phi^{-m}s^{-n}\rho_w, \quad \text{Ec. 38}$$

donde  $a$ ,  $m$  y  $n$  son constantes empíricas:  $0.5 \leq a \leq 2.5$ ,  $1.3 \leq m \leq 2.5$  y  $n \cong 2$

Por otro lado, el agua subterránea salina puede tener una resistividad tan baja como 0.050 Ohm-m, mientras que algunas aguas subterráneas y glaciales pueden tener resistividades de hasta 10000 Ohm-m (Reynolds, 1997).

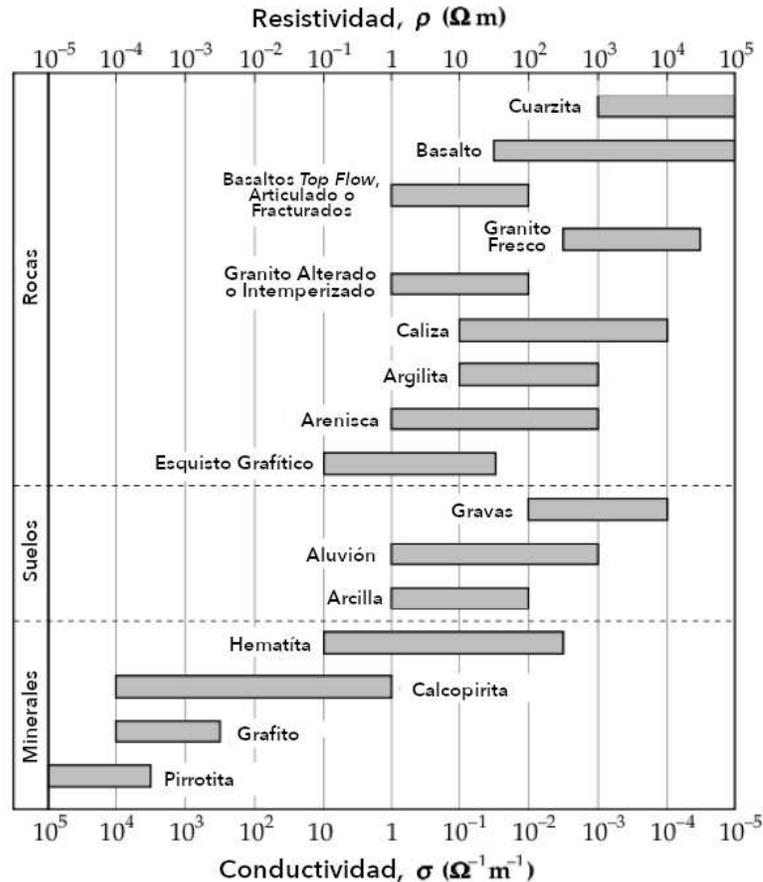


Figura 27: Rangos de resistividad eléctrica para algunas rocas, suelos y minerales comunes (Modificado de Ward, 1990; aumentada por datos de Telford et al., 1990).

## SERIES DE TIEMPO

Este método de prospección geofísica mide las componentes horizontales de campo eléctrico y magnético en un sitio a diferentes bandas de frecuencias; la cantidad de datos a registrar esta definida por las diferentes frecuencias de muestreo que se utilizan y por la duración del registro. Como resultado, se tienen serie simultáneas de datos que representan la variación del campo electromagnético en la superficie de la Tierra en el sitio donde se instalaron los sensores, por lo que este tipo de datos son puntuales.

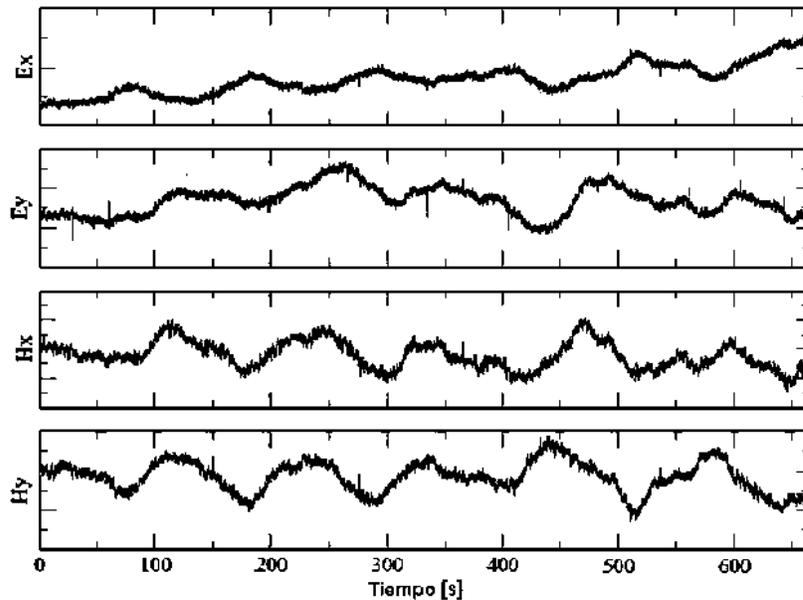


Figura 28: Ejemplo de una serie de tiempo de las componentes "x" y "y" del campo eléctrico y magnético.

En estudios con fines de exploración geotérmica, con objetivos de penetración en torno a los 10 km, típicamente se realizan registros de aproximadamente 6 horas, dividiendo el tiempo de forma que cada frecuencia de muestreo contenga una cantidad similar de datos. En la siguiente tabla se ejemplifican parámetros de muestreo usuales.

Frecuencia de muestreo (Hz)	Tiempo de medición (min)
128	300
1024	20
4096	15
8192	10

Tabla 4: Parámetros de muestreo en MT para aplicaciones de geotermia.

## PROCESAMIENTO DE LAS SERIES DE TIEMPO

La metodología que se sigue para procesar las series de tiempo obtenidas mediante el registro de las ondas electromagnéticas en diferentes rangos de frecuencia es la siguiente:

- Cortar el registro en segmentos (que se traslapan) de cierta longitud (periodo) dependiendo de la profundidad de investigación estimada.
- Multiplicar cada segmento por una función de Hanning (un “*taper*”) para atenuar sus lados a cero.
- Aplicar la transformada de Fourier para cada segmento.
- Calcular la autocorrelación y correlación cruzada para cada segmento y evaluarlas mediante el espectro de potencia.
- Calcular el tensor de impedancias para ese segmento.
- Calcular la resistividad aparente y la fase a partir de la impedancia.
- Realizar este proceso para cada segmento de las series de tiempo y finalmente hacer estadística de los resultados para obtener las curvas de resistividad y fase en los modos TE y TM (diagonales del tensor).

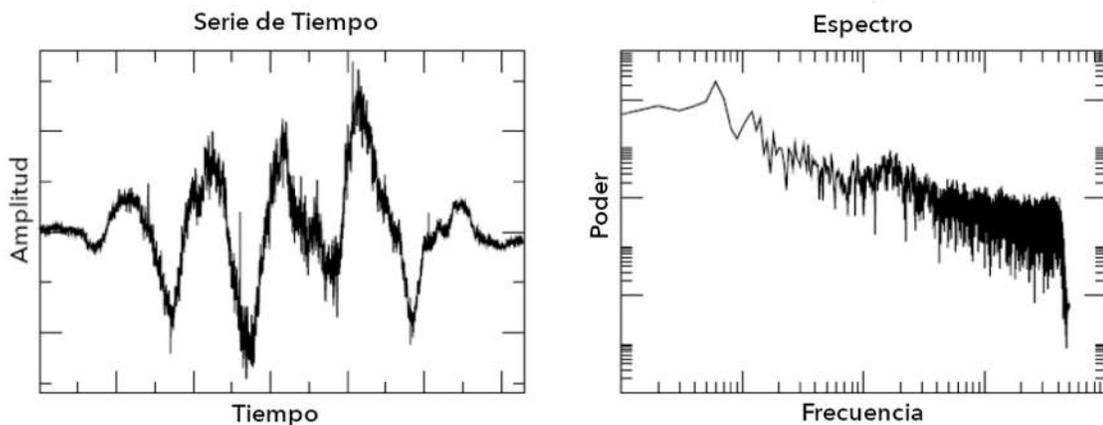


Figura 29: Ejemplo de un segmento de serie con la función taper aplicada (izquierda) y el cálculo de su espectro de potencia (derecha).

Una vez obtenidas las curvas de resistividad y fase, se puede iniciar el proceso de inversión.

## 2.- ESTADO DEL ARTE

### 2.1 MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

#### MARCO TECTÓNICO

El Lago de Cuitzeo se localiza en la región centro-norte del estado de Michoacán y sur del estado de Guanajuato. Esta área fisiográficamente pertenece al Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) que debe su origen a la subducción de la Placa de Cocos y Rivera respecto a la Placa Norteamericana.

El CVTM es definido como un arco magmático continental de dirección preferencial E-W que va desde el Océano Pacífico en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco al Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) conformando la parte centro de la República Mexicana. Históricamente el CVTM se ha dividido en tres sectores: Occidental, Central y Oriental (Figura 30).

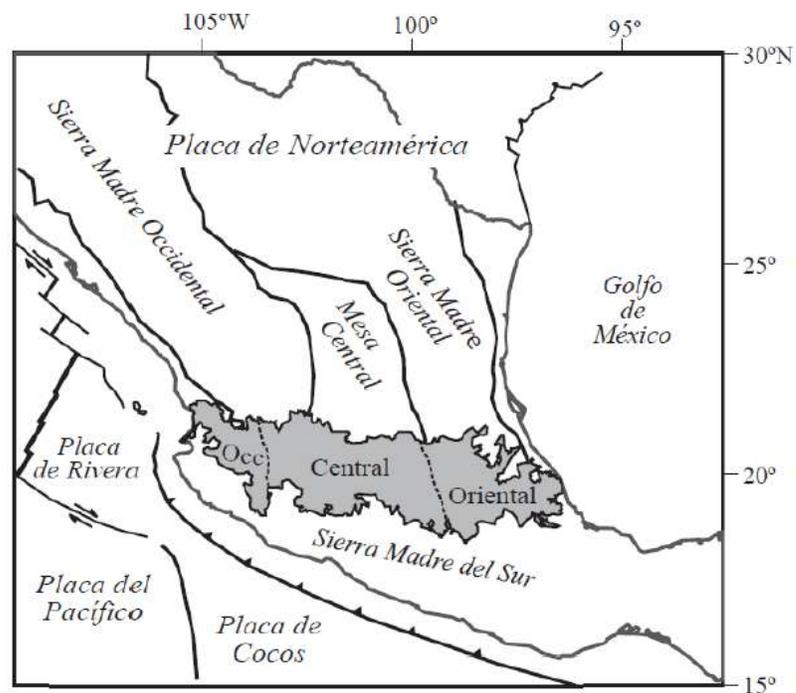


Figura 30: Imagen que muestra la división del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (gris), las principales provincias fisiográficas y las placas tectónicas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La evolución geológica del CVTM es estudiada y dividida por Gómez-Tuena *et al.* (2005) en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío; (2) un episodio máfico del Mioceno tardío; (3) un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío.

El último episodio de la evolución dio origen en su parte central al Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato, el cual parece enmascarar un posible fallamiento anterior al Plioceno; sin embargo, existen fallas normales de dirección WNW-ESE y WSW-ENE.

Al oriente de este campo, entre las longitudes de León y Querétaro el vulcanismo Plio-Cuaternario ocupa una gran depresión asimétrica limitada al norte por el sistema de fallas normales del Bajío y al sur por el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) (Suter, 1995), el segundo constituye una franja de ~30 Km de ancho por fallas de dirección WSW-ENE responsable de las depresiones tectónicas de Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay, entre otras. Todo indica que estas fallas empezaron su actividad en el Plioceno temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, para luego volverse progresivamente más extensionales (Suter *et al.*, 1995, Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Garduño y Mennella (2011) consideran que la sismotectónica de la zona está controlada por la interacción de las placas de Norteamérica, Pacífico, Rivera y Cocos donde la tectónica provoca una zona distensiva en la parte central del CVTM desde el Mioceno tardío, en la que se generan una serie de fallas activas de dirección preferencial E-W con una componente lateral izquierda (Figura 31). Esta actividad queda evidenciada por sismos como el ocurrido en Acambay en 1912.

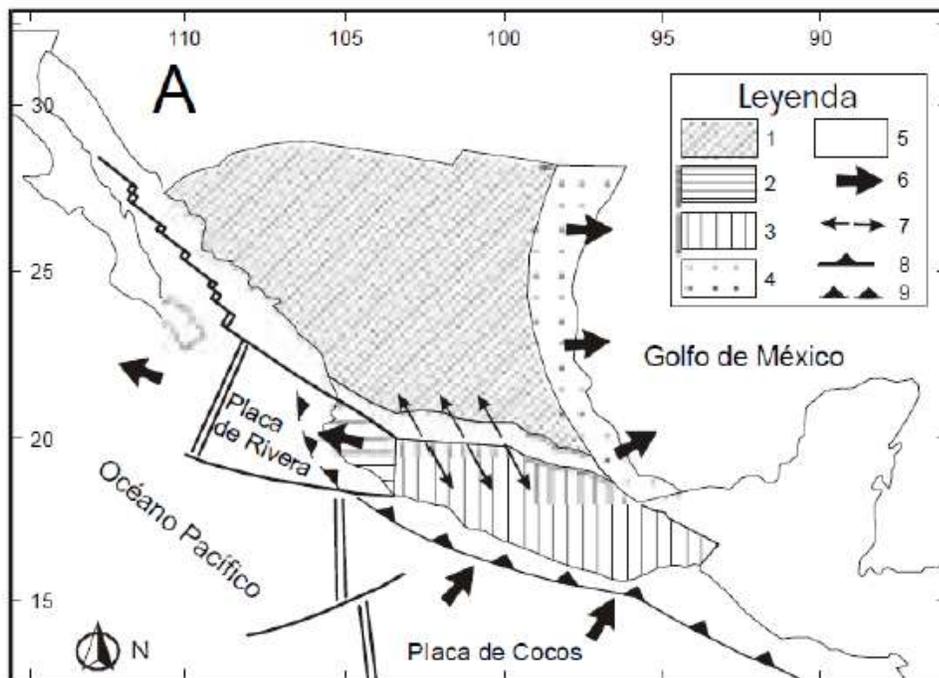


Figura 31: Contexto geodinámico de México de acuerdo con el campo de esfuerzos que se registran con el movimiento de placas; 1. Placa de Norteamérica; 2. Bloque Jalisco; 3. Terrenos estratotectónicos de arcos volcánicos del sur de México; 4. Planicie Costera del Golfo; 5. CVTM; 6. Movimiento relativo de placas; 7. Distensión en el CVTM; 8. Zona de subducción de la Placa de Cocos; 9. Subducción en la Placa de Rivera. (Mennella, 2011).

El lago de Cuitzeo se ubica en el sector central del CVTM, el cual es casi perpendicular a la trinchera de Acapulco formando fallas normales principalmente E-W, NE-SW y algunas N-S. Las

estructuras principales son las fallas NE-SW de Cuitzeo remanentes del *Basin and Range* y la depresión tectónica N-S de Penjamillo en la Piedad, Michoacán (Martínez y Nieto, 1990; Suter et al., 2001; Garduño-Monroy et al., 2009; Gómez-Vasconcelos, 2012). El Sistema de Fallas Pátzcuaro-Acambay (PAFS por sus siglas en inglés) representa una de las estructuras tectónicas más relevantes de la región (Figura 32). En su parte occidental presenta una inclinación al norte y bascula al sur a las secuencias volcánicas del Mioceno-Plioceno (Mendoza-Ponce *et al.*, 2018).

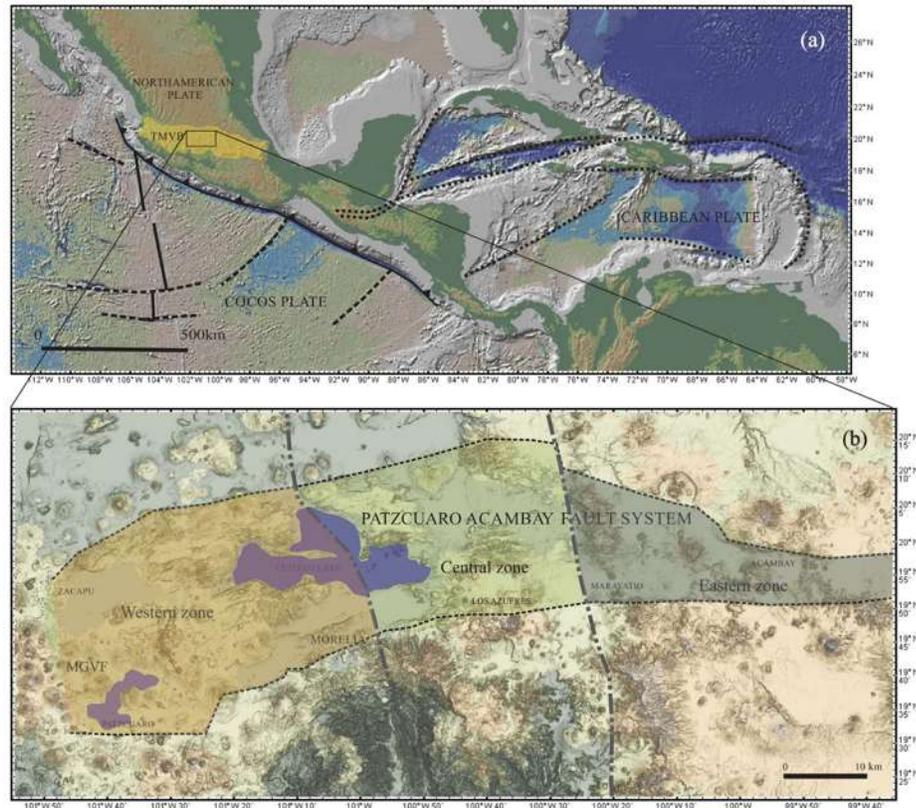


Figura 32: Patrón de fallas normales cuaternarias que conforman el sistema de Fallas Morelia-Acambay, ubicadas en la parte central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano y localización del Lago de Cuitzeo (Mendoza-Ponce *et al.*, 2018).

Aunado al vulcanismo, en la porción centro occidental del CVTM se han desarrollado una serie de cuencas lacustres alargadas en dirección E-W que están controladas por un régimen neotectónico aparentemente transtensivo y claramente definido por los grandes sistemas de fallas recientes y activas, que junto con el vulcanismo determinan la morfología de la región (Israde-Alcántara *et al.*, 2002).

En este contexto se distinguen dos grandes episodios de desarrollo de los lagos: el primero ligado con su nacimiento en el Neógeno (Chápala, Cuitzeo y Chincua) y el segundo episodio relacionado a sus reactivaciones durante el Pleistoceno-Holoceno (Israde-Álcantara, 1999).

Las principales estructuras en el lago de Cuitzeo se pueden observar en la Figura 33.

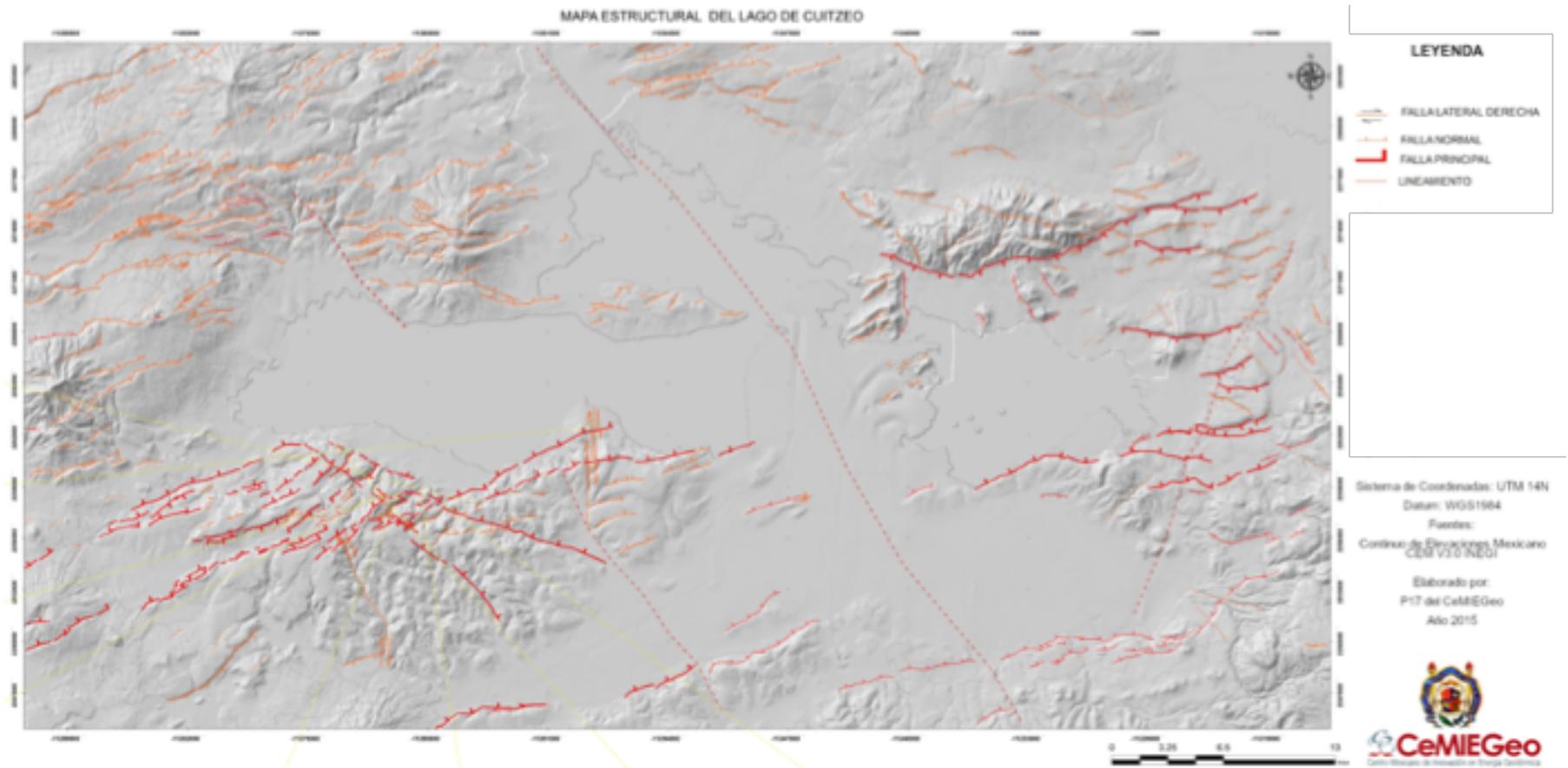


Figura 33: Mapa donde se muestran las principales estructuras en el lago de Cuitzeo. Estructuras NE-SW correspondientes al sistema de fallas Morelia-Acambay. (Tomado del 1er informe de CeMIE-Geo P17, 2015).



## MARCO GEOLÓGICO

De manera general, se puede separar el vulcanismo en la cuenca cerrada del lago de Cuitzeo en: *i*) vulcanismo antiguo Miocénico (18-7 Ma) de la Sierra Mil Cumbres con una secuencia de rocas andesíticas; *ii*) vulcanismo reciente (Pleistoceno a Holoceno) ligado al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato mayoritariamente monogénético, con conos cineríticos de composición basáltica a andesítica y coladas de lava asociadas; y *iii*) domos de composición riolítica y cráteres de explosión freatomagmática (Figura 34).

La cuenca de Cuitzeo se localiza en los límites entre dos dominios geológicos bien definidos en la región: La Sierra de Mil Cumbres (SMC) y el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM).

La Sierra de Mil Cumbres se localiza al Sur de la cuenca de Cuitzeo y está representado por una secuencia de rocas volcánicas de edad Oligoceno-Mioceno, donde se observan grandes estructuras de estrato volcanes formados de andesitas, dacitas y riolitas, las cuales dieron origen a estructuras caldéricas conocidas como la Escalera (Oligoceno-Mioceno) y la caldera de Atécuaro (Mioceno), que a su vez conformaron los flujos piroclásticos riolíticos de la conocida “Cantera de Morelia” (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

Al oeste de Morelia, aflora el vulcanismo del CVTM. Destacan los volcanes en escudo pequeño El Águila y el Quinceo-Las Tetillas, conformados por un ciclo eruptivo compuesto de alternancias de productos efusivos y explosivos (Cram *et al.*, 2010). Dentro del dominio del CVTM, al N de la falla la Paloma se localiza la zona morfológica de lomeríos bajos y valles los cuales están integrados por bloques basculados compuestos de andesitas e ignímbritas de la Sierra de Mil Cumbres del Mioceno superior, destacando los bloques de Tarímbaro-Copándaro, con un intenso fallamiento NE-SW, Álvaro Obregón y de Cuitzeo. Estas secuencias volcánicas están cubiertas en la zona de Charo por aproximadamente 40 m de depósitos fluvio-lacustres del Mioceno-Pleistoceno (Cram *et al.*, 2010).

Las secuencias más antiguas del borde sur del lago de Cuitzeo se conforman por rocas andesíticas muy fracturadas, correspondientes al vulcanismo del complejo de Mil Cumbres (Oligo-Mioceno). Los sobreyace una secuencia de flujos piroclásticos color rosa principalmente. Estos a su vez son cubiertos por secuencias de terrígenas de origen lacustre o fluvio-lacustre pertenecientes al Mioceno-Pleistoceno. Por último, el vulcanismo corona la secuencia con la emisión de la pómez Alegría que termina con el paleo-lago de Cuitzeo (Israde-Alcántara *et al.*, 2010; Gómez-Vasconcelos, 2012).

Los fechamientos disponibles, obtenidos en el basamento andesítico y en los flujos piroclásticos de la cima de los depósitos lacustres al sur del lago actual sugieren que el antiguo lago de Cuitzeo se ha desarrollado a partir del final del Mioceno (~7 Ma) hasta el Pleistoceno (~2 Ma) (Israde-Alcantara *et al.*, 2010).

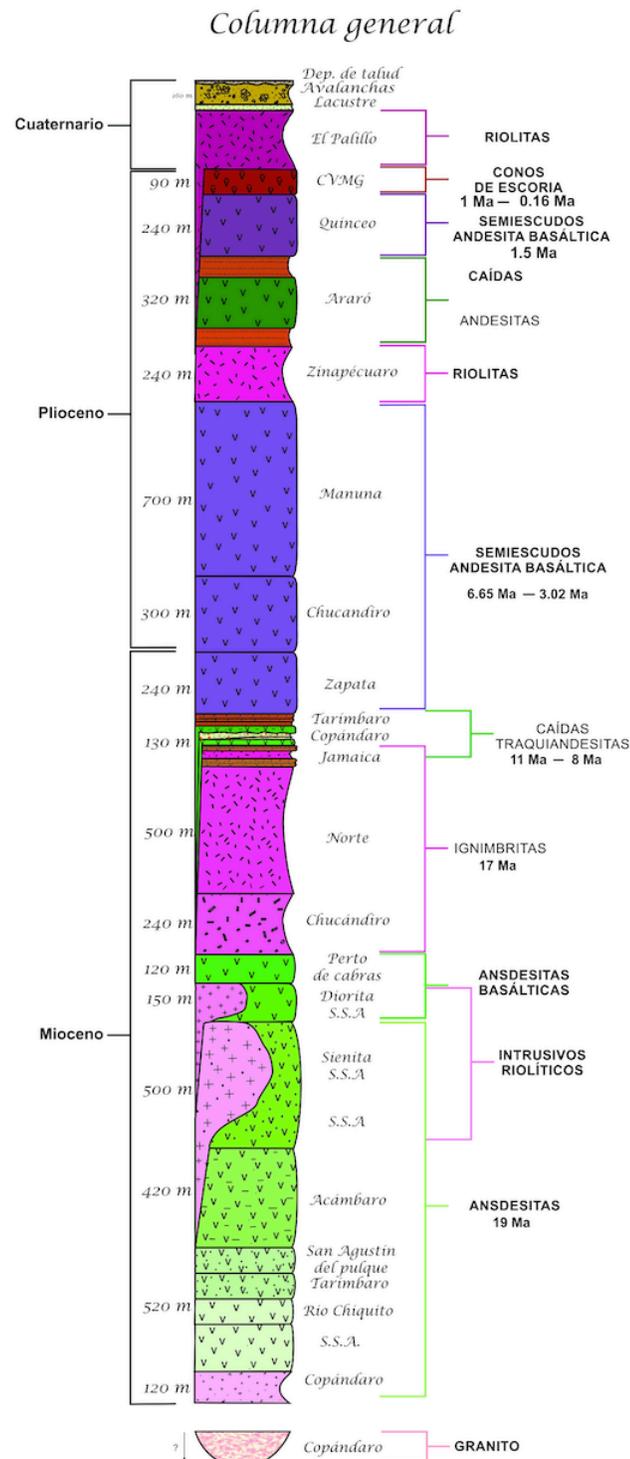


Figura 35: Columna estratigráfica compuesta que muestra la relación temporal y espacial de los diversos eventos geológicos al sur del lago de Cuitzeo (Trujillo-Hernández, 2017).

Trujillo-Hernández (2017) describe la columna estratigráfica según los afloramientos al sur del lago de Cuitzeo, de la base a la cima, como: *i*) las ignimbritas Río Chiquito con espesor de 80 m; *ii*) las ignimbritas Copándaro con un espesor de 120 m; *iii*) las andesitas Río Chiquito y las andesitas Tarímbaro de 19Ma con espesores entre 200 m; *iv*) las ignimbritas San Agustín del Maíz y las ignimbritas Chucándiro de 17Ma con espesores entre 240 m; *v*) una mezcla heterogénea de

depósitos de caída y lahares; vi) las ignímbritas Jamaica de 0.9 Ma con espesor de 90 m; vii) un paleocanal y unas Traquiandesitas de 8Ma con espesor de 30 m; viii) volcanes en escudo pequeño Zapata de entre 6.65 y 3.02 Ma; ix) depósitos de caída y lahares; x) los volcán en escudo pequeño Quinceo y Tetillas de 1.5 Ma; así como conos cineríticos de 0.16Ma; xi) depósitos lacustres y avalanchas con espesores entre 160 m así como depósitos de talud (Figura 35).

## 2.2 DESCRIPCIÓN DE LA ZONA GEOTÉRMICA DE CUITZEO, MICHOACÁN

### LOCALIZACIÓN

La cuenca cerrada del lago de Cuitzeo cubre 3,977 km<sup>2</sup> y se encuentra situada en la parte sur de la Altiplanicie Mexicana. Es alimentada principalmente por los ríos Grande de Morelia, Queréndaro y por algunos arroyos.

El Lago de Cuitzeo es un cuerpo de agua que se localiza entre los estados de Guanajuato y Michoacán de Ocampo alrededor de las coordenadas 19.3333°N 101.08333°W. Ocupa el segundo lugar en extensión en la República Mexicana con un largo de 50 km.

El lago está rodeado por elevaciones que forman parte del Cinturón Volcánico CVTM al sur, por la sierra de Mil Cumbres y Ucareo al sureste y por la región del Bajío al norte (Alfaro *et al.*, 2001).

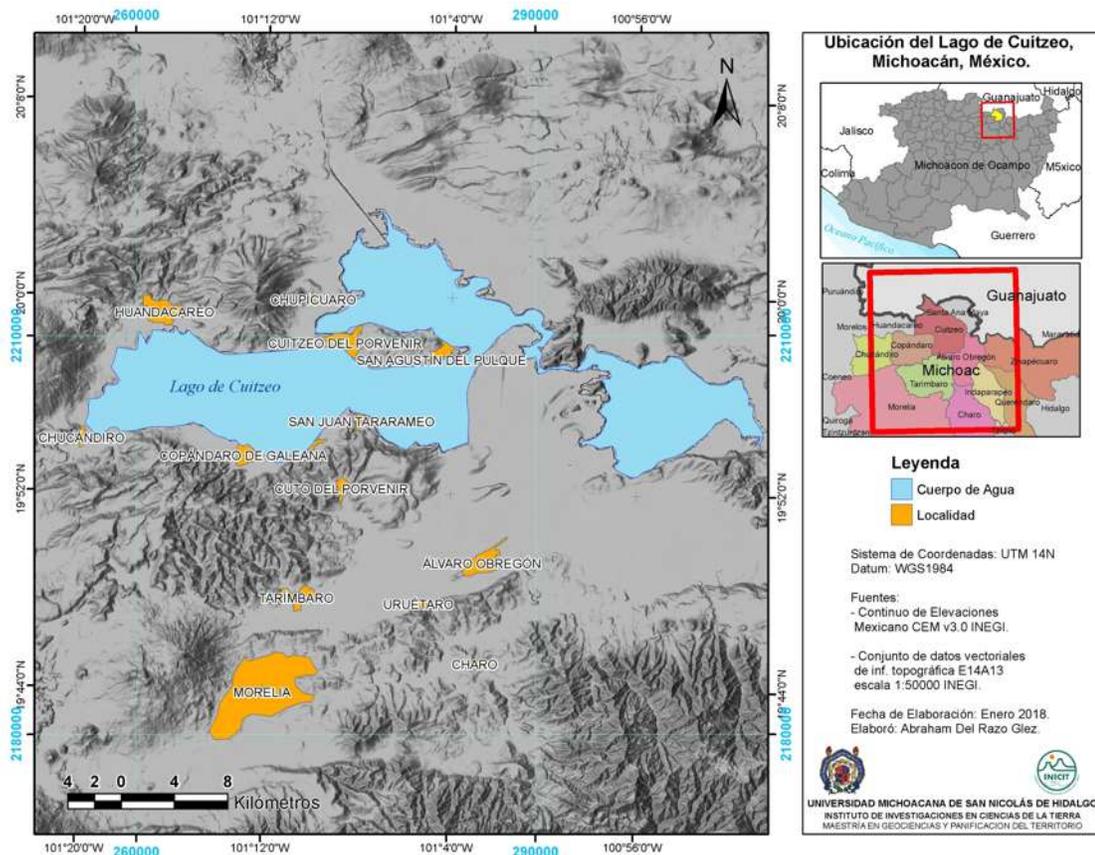


Figura 36: Mapa de ubicación del lago de Cuitzeo, mostrando poblados cercanos a la zona de estudio en color naranja.

Existen más de 100 manifestaciones en San Agustín del Maíz que aparentemente están relacionadas con zonas de fracturamiento y relevos de fallas, algo favorable debido a que no permiten su autosellamiento por la precipitación de minerales de alteración al estar alineadas al campo de esfuerzos local, permitiendo la circulación de fluidos geotérmicos.

De acuerdo con la estimación de profundidad con gravimetría, el basamento regional se encuentra a una profundidad de 3 km, el basamento local a una profundidad de entre 1.5 a 3 km, mientras que los efectos superficiales correspondientes a la actividad volcánica se encuentran a menos de medio kilómetro (Del Razo, 2017).

El acuífero que podría formar parte del yacimiento geotérmico es de tipo confinado, puede estar alojado en las Andesitas de complejo Mil Cumbres y en las suprayacentes Ignímbritas Copándaro; este yacimiento podría ser de circulación profunda, debido a la presencia de fallas normales muy antiguas y profundas en la zona o calentado por fuente magmática, debido a la actividad volcánica reciente <1Ma (Trujillo-Hernández, 2017).

La principal fuente de recarga en este acuífero es la escorrentía proveniente de la sierra de Mil Cumbres y de los volcanes Quinceo-Tetillas, con una circulación preferencial de sur a norte según lo indican los estudios geohidrológicos, a pesar de las pendientes hacia el sur en subsuelo generadas por el basculamiento de los bloques fallados, favoreciendo a la infiltración del agua a niveles más profundos.

Por otro lado, en la localidad de Araró, al Este del lago de Cuitzeo, se tiene un pozo de casi 2500 m en donde no terminaron de atravesar las Andesitas del complejo Mil Cumbres, concordante con los perfiles realizados con gravimetría, donde se propone que el límite inferior de estas es mayor a los ~3000 m de profundidad (Del Razo, 2017).

#### ESTUDIOS GEOQUÍMICOS

En 1983, CFE realizó un estudio geoquímico en la zona de Cuitzeo, muestreando 18 manantiales, 1 pozo y una represa (20 muestreos en total). La temperatura mínima registrada fue de 29°C (Coro) y la máxima de 93°C (Zimirao). Con base en el análisis químico se procedió a la interpretación de tres tipos geoquímicos predominantes en las aguas de la zona. En particular, el segundo tipo geoquímico agrupa a las aguas sulfatadas-sódicas de San Agustín del Pulque, Estación Queréndaro, San Juan Tarameo y San Agustín del Maíz. La concentración de cloruros varía de 95 mg/l (San Agustín del Pulque) a 280 mg/l (San Juan Tarameo). Por su composición química el agua de estos manantiales es probable que provenga de un yacimiento hidrotermal a profundidad y el sulfato es derivado de la oxidación del H<sub>2</sub>S. Sin embargo, cabe la posibilidad de que el carácter sódico-sulfatado de estas aguas se deba a que han circulado primeramente en rocas volcánicas y el enriquecimiento en sulfatos es adquirido al circular el agua en un paquete delgado de sedimentos lacustres probablemente ricos en residuos de anhidrita o yeso.

Haciendo un análisis de las temperaturas obtenidas por diferentes geotermómetros de fase líquida (potasio-magnesio, potasio-sodio, modelo de mezcla de sílice), se observa que, para las 4 zonas atractivas, el orden de prioridad de acuerdo a sus temperaturas obtenidas se presenta en la siguiente tabla (Tello-Hinojosa y Quijano-León, 1984):

Lugar	K/mg (°C)	K/Na (°C)	NA/K (°C)	NaKCa (°C)	Gcc (°C)	SiO <sub>2</sub> CD (°C)	SiO <sub>2</sub> AD (°C)
Araró	192	212	195	183	182	232	210
S. Juan T.	149	192	174	183	162	202	187
San Agustín del Maíz	139	182	164	167	151	197	183
S. Agustín del Pulque	122	145	125	128	131	194	179

Tabla 5: Tabla del cálculo de geotermómetros para la zona de Cuitzeo (Tello-Hinojosa y Quijano-León, 1984).

### 2.3 GEOFÍSICA EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Existen trabajos previos en el área de Cuitzeo, en los cuales se utilizaron técnicas geofísicas como calicatas eléctricas, sondeos transitorios electromagnéticos TEM, tomografías ERT, cocientes espectrales H/V a partir de ruido sísmico entre otras.

Como antecedente, CFE en 1983 realizó un estudio geofísico en la zona central del Lago de Cuitzeo, comprendido entre las poblaciones de San Agustín del Maíz, Cuitzeo, San Juan Tarameo. Este trabajo vino a complementar los reconocimientos geológicos de 1979, geofísicos de 1980 y geoquímicos de 1983 todos de la CFE.

En 1981, PEMEX realizó una prospección gravimétrica regional situando las estaciones del estudio regional con una separación de 500 metros y levantadas a lo largo de recorridos poligonales con un promedio de 5 km de diámetro a lo largo de los principales caminos de acceso en la zona dentro de la cuenca de Cuitzeo, recopilando un total de 2715 datos (Arredondo-Fragoso, 1983).

Arredondo-Fragoso (1983) realizó en la zona central de la cuenca del Cuitzeo 129 estaciones gravimétricas a lo largo de 5 perfiles rectos de entre 5km y 7km de rumbo N-S, NW-SE y NE-SW con estaciones cada 250 m, aprovechando el periodo de desecación del lago en ese año. Dicho levantamiento se ligó a bases gravimétricas establecidas por PEMEX dos años antes formando un total de 2844 datos reprocesadas utilizando una densidad de 2,67 g/cm<sup>3</sup> para la placa de Bouguer. Los datos fueron presentados directamente en Anomalía de Bouguer por lo que, al no contar con los datos de gravedad observada no es posible reprocesarlos a una densidad de placa de Bouguer más adecuada para el terreno obtenida a partir de un perfil de Nettleton (1976). La planimetría

fue realizada con tránsito, mientras que la altimetría con nivel fijo y estuvo referida al nivel del mar.

Basados en los resultados de la exploración geofísica en el año de 1983, se programó la perforación de un pozo geotérmico en el área de San Juan Tarameo, en donde se esperaba cortar las andesitas basales a los 600 m, de acuerdo con la interpretación gravimétrica; sin embargo, durante esa perforación no llegaron a la base de la unidad de andesita.

Medina-Vega (2008) realizó un levantamiento de 198 datos gravimétricos a lo largo de la cuenca de Cuitzeo, así como la recopilación del estudio realizado por CFE y PEMEX con los que se formó una rejilla regular de anomalía de Bouguer (Figura 37).

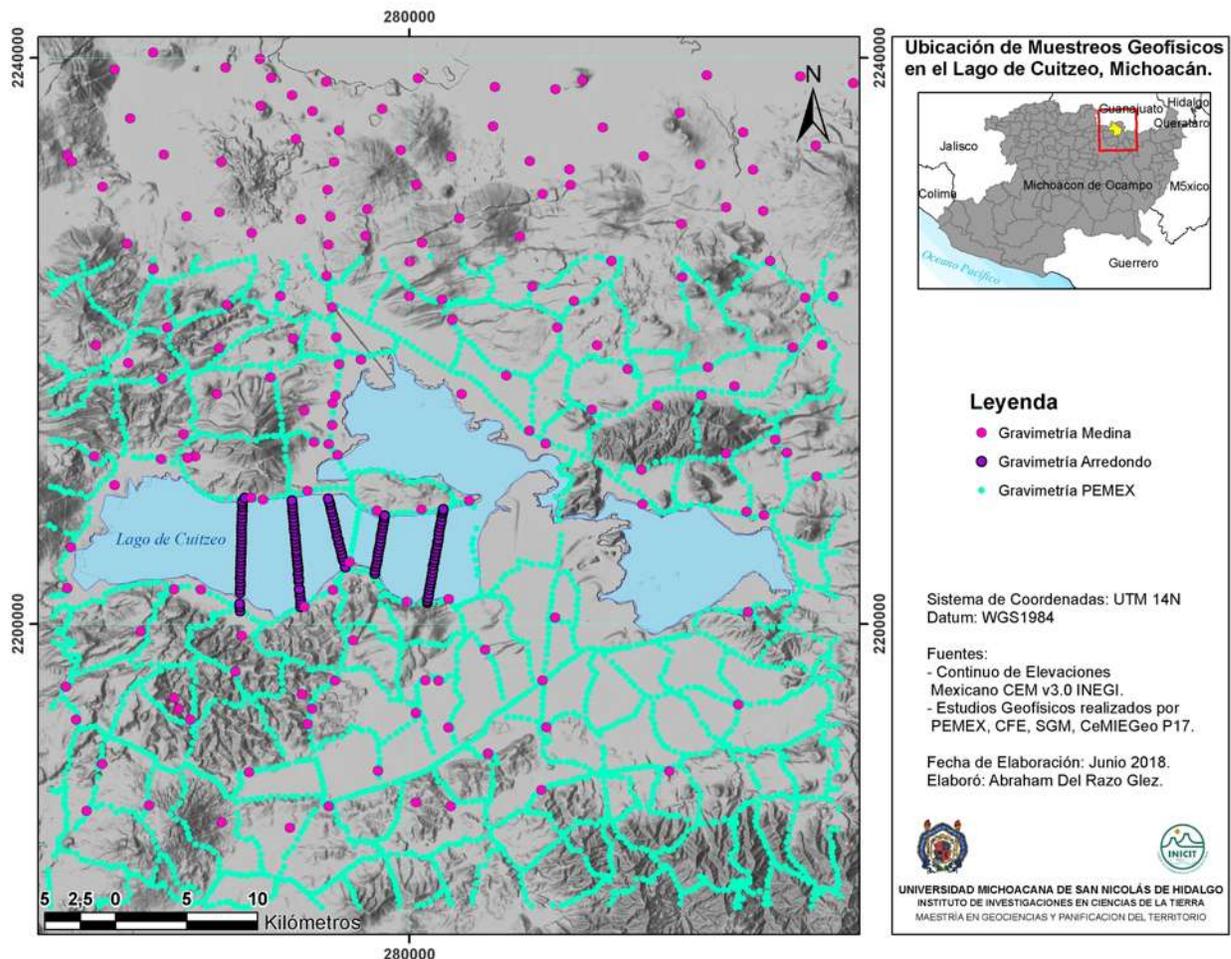


Figura 37: Distribución de los datos del método gravimétrico de PEMEX (1981) presentados por Arredondo-Fragoso (1983) y Medina-Vega (2008) dentro del área de Cuitzeo.

En 1998, el Servicio Geológico Mexicano (SGM), realizó un estudio aeromagnético (vuelos sistemáticos a 300 m de altura) con muestreo cada 200 m. Las cartas correspondientes son: E14-A13 (Cuitzeo), E14-A14 (Zinapécuaro), F14-C83 (Moroleón) y F14-C84 (Acámbaro). Escala 1:50000, estos datos fueron reprocesados por el Dr. Héctor López Loera del IPICYT (comunicación personal, 2015) y compartidos en una malla regular de puntos o mallado, de anomalía de campo total.

Guevara-Alday (2016) realizó un levantamiento magnetométrico de 7 perfiles dirección NE-SW en la parte central del lago de Cuitzeo desde junio 2015 a julio 2016 con aprox. 17 km de longitud, separados paralelamente 1 km, con densidad de muestreo a 100 metros en la localidad de San Agustín del Maíz realizado con un magnetómetro de precesión protónica (Figura 38). Con estos datos se infirió la existencia de un cuerpo magmático debajo del lago de Cuitzeo que no tiene ninguna evidencia geológica en superficie.

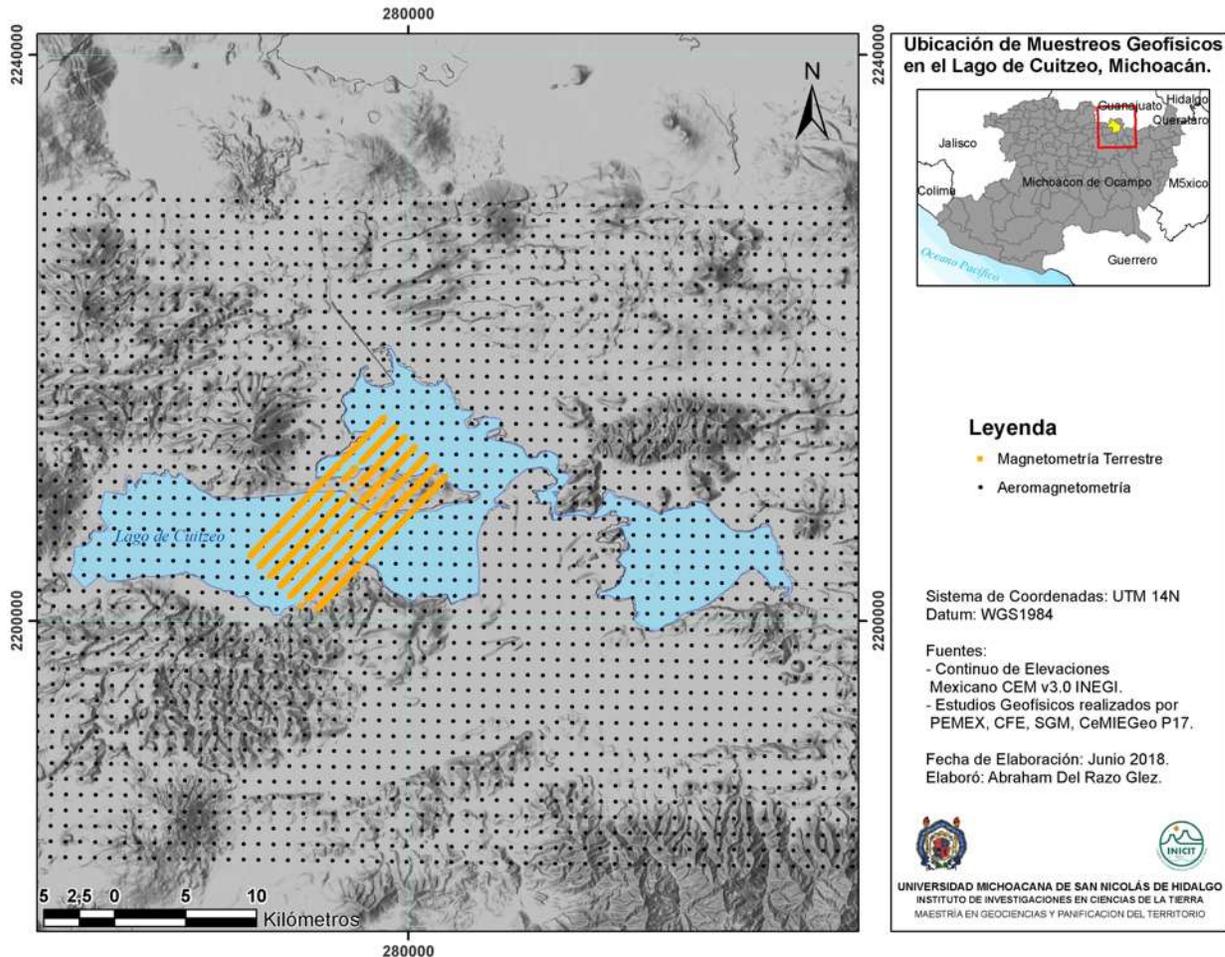


Figura 38: Distribución de los datos del método magnético del SGM (1988) y de Guevara-Alday (2016) dentro del área de Cuitzeo.

En 2017, en el periodo de febrero a marzo como parte del equipo de geofísica del P-17 del CeMIE-Geo realizamos una campaña de 19 sondeos MT con estaciones separadas a 4km en forma de malla siguiendo la distribución ilustrada en la figura 39.

El equipo empleado fue el ADU07e de la compañía METRONIX, registrando 5 canales ( $E_x$ ,  $E_y$ ,  $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) con los parámetros de adquisición que se resumen en la siguiente tabla:

Frecuencia de muestreo (Hz)	Tiempo de medición (min)
128	300
1024	20
4096	15
8192	10
16384	6
32768	5

Tabla 6: Muestreo realizado para los 19 sondeos en el lago de Cuitzeo.

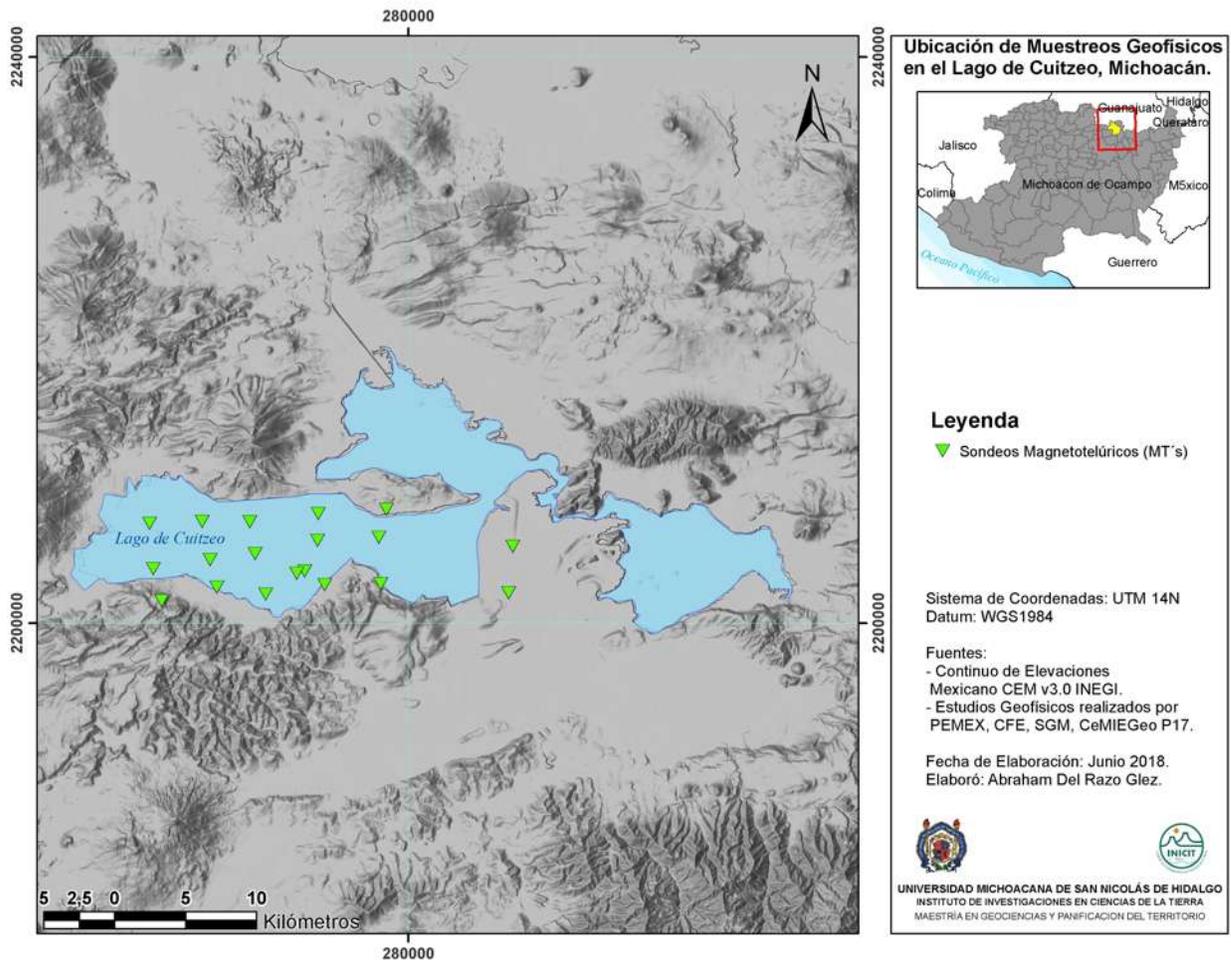


Figura 39: Ubicación de los sondeos MT realizados en el lago de Cuitzeo durante el periodo de febrero y marzo del 2017.

A manera de resumen, se cuenta con los datos crudos de 6 levantamientos geofísicos dentro de la zona de interés, distribuidos según se ilustra en la Figura 40.

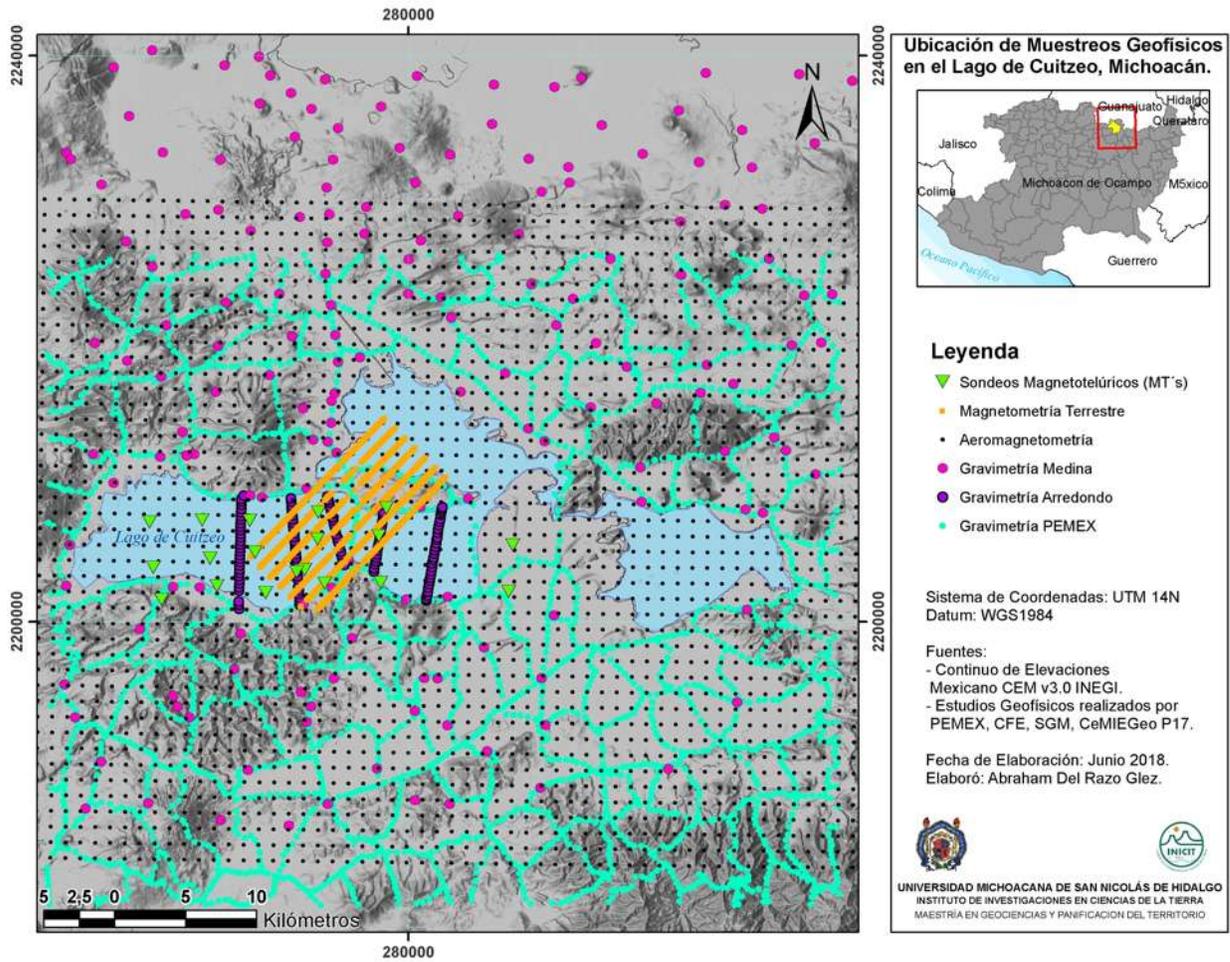


Figura 40: Ubicación de cada estación geofísica en el área de estudio.

### 3.- DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO DE INVERSIÓN CONJUNTA

#### 3.1. FUNCIÓN DE GRADIENTES CRUZADOS

La inversión conjunta mediante la función de gradientes cruzados puede tomar ventaja de la complejidad estructural para proveer un modelo integral de las diferentes propiedades físicas que facilite la interpretación mediante la creación de imágenes geoespectrales (Gallardo, 2007).

La función de gradiente cruzado permite a los modelos de inversión con diferentes propiedades físicas seguir una misma distribución geométrica determinada por estructuras geológicas en común sin restringir las variaciones naturales de las propiedades físicas; mediante el producto cruz del gradiente entre dos imágenes con diferentes propiedades físicas  $\mathbf{m}(x,z)$  se puede evaluar que partes de ambas imágenes son estructuralmente similares (si el producto cruz es igual a cero) y que partes son estructuralmente diferentes (si el producto cruz es positivo o negativo) de la siguiente manera:

$$\boldsymbol{\tau}(x, z) = \nabla \mathbf{m}_1(x, z) \times \nabla \mathbf{m}_2(x, z) \quad \text{Ec. 39}$$

En la Figura 41 se ejemplifica la forma en la que la función  $\tau$  compara la similitud de pares de modelos. Los mapas en la parte triangular superior fueron calculados para modelos de inversión conjunta y la triangular inferior fue calculada para modelos obtenidos con inversión separada. El color blanco representa a  $\tau = 0$  (que la geometría de los modelos de inversión comparados es la misma), de esta manera se observa que las imágenes comparadas que fueron invertidas conjuntamente son más parecidas estructuralmente (con contrastes de propiedades físicas independientes) que las imágenes comparadas que fueron invertidas por separado.

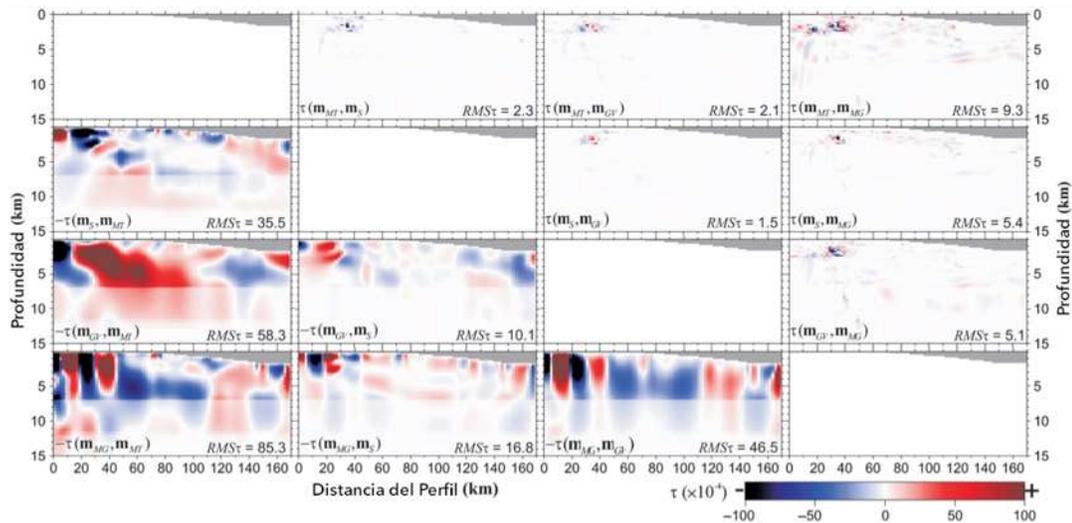


Figura 41: Ejemplo de la evaluación de la función de gradiente cruzado en un par de datos geofísicos para inversión separada (diagonal inferior) e inversión conjunta (diagonal superior). (Modificado de Gallardo et al., 2012).

Para un grupo de  $n$  imágenes con parámetros físicos distintos ( $m_1, m_2, \dots, m_n$ ), se necesita de una imagen pivote  $\mathbf{m}_g$  que se utilice de referencia para comparar con las otras imágenes, esta  $\mathbf{m}_g$  será la imagen de mayor magnitud de gradiente e ira variando a lo largo de las iteraciones y de la posición  $(x,z)$  en subsuelo; debido a que este mayor gradiente solo puede ser atribuido a una característica estructural remarcable de acuerdo a la función objetivo; además, variando  $\mathbf{m}_g$  tambien se reduce el condicionamiento estructural de una imagen individual.

La función de gradientes cruzados para un conjunto de  $n$ -modelos se puede definir como

$$\boldsymbol{\tau}_g(x, z) = \begin{bmatrix} \nabla \mathbf{m}_g(x, y) \times \mathbf{m}_1(x, y) \\ \nabla \mathbf{m}_g(x, y) \times \mathbf{m}_2(x, y) \\ \vdots \\ \nabla \mathbf{m}_g(x, y) \times \mathbf{m}_n(x, y) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad \text{Ec. 40}$$

cuando se cumpla la condición  $|\nabla \mathbf{m}_g(x, y)| \neq 0$ .

Esta condición restringe los modelos de inversión para forzar que sean geoméricamente similares.

### 3.2 FUNCIÓN OBJETIVO

La inversión conjunta 2D mediante la función de gradientes cruzados se puede definir como la búsqueda de  $n$  imágenes bidimensionales del subsuelo ( $m_1, m_2, \dots, m_n$ ) que son geoméricamente similares y satisfacen sus respectivas observaciones geológicas, geofísicas o geoquímicas y sus errores de observación. A pesar de estas restricciones, como menciona Gallardo *et al.* (2005), pueden existir muchas soluciones que cumplan con esas dos condiciones, por lo que es necesario implementar restricciones adicionales a los modelos mediante regularizaciones de Tikhonov de cero y segundo orden en la función objetivo, las cuales introducen esta nomenclatura y el factor de regularización  $\alpha$  que juega un papel de suavizado en los modelos:

$$\min\{\sum_{i=1} \phi_{di} + \sum_{j=1} \phi_{Lj} + \sum_{p=1} \phi_{0p}\} \quad \text{Ec. 41}$$

sujeto a:  $\boldsymbol{\tau}_g = 0$

Donde la expresión  $\phi_{di} = [\mathbf{d}_i - \mathbf{f}_i(\mathbf{m}_i)]^T [\mathbf{C}_{di}]^{-1} [\mathbf{d}_i - \mathbf{f}_i(\mathbf{m}_i)]$ ,  $\mathbf{d}$  son los datos de entrada,  $\mathbf{f}(\mathbf{m})$  es la respuesta calculada del modelo directo y  $\mathbf{C}_d$  es la matriz de covarianza de los datos de entrada. La expresión  $\phi_{Lj}$  corresponde a  $\phi_{Lj} = \alpha_j^2 [\mathbf{Dm}_j]^T [\mathbf{Dm}_j]$ , donde  $\alpha$  es el factor de ponderación y  $\mathbf{D}$  es el operador Laplaciano discreto.

Por otro lado,  $\phi_{0p} = [\mathbf{m}_p - \mathbf{m}_{0p}]^T [\mathbf{C}_{0p}]^{-1} [\mathbf{m}_p - \mathbf{m}_{0p}]$  donde  $\mathbf{m}_{0p}$  representa las propiedades del  $p$ -ésimo modelo *a priori*,  $\mathbf{C}_0$  es la matriz de covarianza del modelo *a priori* y  $\tau_g$  es la función de gradientes cruzados generalizada.

De forma que al minimizar la Ec. 41 nos lleva a un problema de mínimos cuadrados ponderados que se puede expresar también de la siguiente manera, generalizando la función objetivo para un grupo  $n$  de datos de entrada:

$$\min \left\{ \left\| \begin{array}{c} \mathbf{d}_1 - \mathbf{f}_1(\mathbf{m}_1) \\ \mathbf{d}_2 - \mathbf{f}_2(\mathbf{m}_2) \\ \vdots \\ \mathbf{d}_n - \mathbf{f}_n(\mathbf{m}_n) \end{array} \right\|_{\mathbf{C}_d^{-1}}^2 + \left\| \begin{array}{c} \alpha_1 \mathbf{D} \mathbf{m}_1 \\ \alpha_2 \mathbf{D} \mathbf{m}_2 \\ \vdots \\ \alpha_n \mathbf{D} \mathbf{m}_n \end{array} \right\|^2 + \left\| \begin{array}{c} \mathbf{m}_1 - \mathbf{m}_{01} \\ \mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_{02} \\ \vdots \\ \mathbf{m}_n - \mathbf{m}_{0n} \end{array} \right\|_{\mathbf{C}_0^{-1}}^2 \right\} \quad \text{Ec. 42}$$

La respuesta del modelado directo  $\mathbf{f}(\mathbf{m})$  involucra ecuaciones no lineales que son resueltas en un esquema iterativo empleando expansiones de series de Taylor de primer orden, donde aparece el término  $\mathbf{A}$  que es la matriz jacobiana de cada tipo de dato geofísico y  $\mathbf{k}$  denota el numero de iteración actual:

$$\mathbf{f}_i(\mathbf{m}_r^k) \cong \mathbf{f}_i(\mathbf{m}_r^{k-1}) + \mathbf{A}_{ir}^{k-1} (\mathbf{m}_r^k - \mathbf{m}_r^{k-1}). \quad \text{Ec. 43}$$

El modelado directo para cada tipo de dato es resuelto según la metodología geofísica empleada. En este caso, se emplean respuestas analíticas de prismas rectos para los métodos potenciales y en un esquema de diferencias finitas para los datos magnetotélúricos.

De la misma forma, la expansión de series de Taylor permite llegar a una aproximación linealizada de la restricción de gradientes cruzados generalizada cuando se cumple la condición  $|\nabla m_g^k| \neq 0$ .

$$\nabla m_g^k \times \nabla m_i^k \cong -\nabla m_g^{k-1} \times \nabla m_i^{k-1} + \sum_{j=1}^n [(-\delta_{gj} \nabla m_i^{k-1} + \delta_{ij} \nabla m_g^{k-1}) \times \nabla m_j^k] = 0 \quad \text{Ec. 44}$$

donde  $\delta_{ij}$  es la función delta de Kronecker con valor igual a 1 cuando  $i=j$  y vale cero para cualquier otro caso. Este grupo de restricciones se pueden escribir según la ecuación 45, que es utilizada en la solución de la función objetivo y donde  $\mathbf{B}$  representa la matriz jacobiana de la función de gradiente cruzado:

$$\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{m}^k = \mathbf{b}^{k-1} \quad \text{Ec. 45}$$

Donde  $\mathbf{B}^{k-1} = (-\delta_{gj} \nabla m_i^{k-1} + \delta_{ij} \nabla m_g^{k-1}) \times \nabla$  y es aplicado como un operador discreto al vector  $\mathbf{m}^k$  que son las propiedades físicas del modelo en la iteración actual en cada posición

correspondiente al vector  $\mathbf{b}^{k-1}$  dado por  $\nabla m_g^{k-1} \times \nabla m_i^{k-1}$  (que es la evaluación de la función de gradiente cruzado en la iteración anterior).

Cuando las expresiones linealizadas mediante las series de Taylor correspondientes al modelado directo y a la función de gradiente cruzado son integradas a la función objetivo se reduce a un problema con restricciones lineales equivalentes, el cual es resuelto usando el método de multiplicadores de Lagrange que es un procedimiento para encontrar los máximos y mínimos de funciones de  $n$  variables sujetas a restricciones pasando a un problema sin restricciones de  $n + q$  variables, donde  $q$  es igual al número de restricciones, obteniendo (Menke, 1984; Tarantola, 1987):

$$\mathbf{m}^k = \mathbf{m}_{LS}^k - \mathbf{C}_{LS}^k (\mathbf{B}^{k-1})^T (\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{C}_{LS}^k (\mathbf{B}^{k-1})^T)^{-1} \cdot [\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{m}_{LS}^k + \mathbf{b}^{k-1}] \quad \text{Ec. 46}$$

Donde  $\mathbf{m}^k$  es el conjunto de propiedades físicas del modelo calculado en la iteración actual  $k$ , la expresión  $\mathbf{C}_{LS}^k (\mathbf{B}^{k-1})^T (\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{C}_{LS}^k (\mathbf{B}^{k-1})^T)^{-1} \cdot [\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{m}_{LS}^k + \mathbf{b}^{k-1}]$  representa cuanto cambia el modelo respecto a la iteración anterior y la parte  $[\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{m}_{LS}^k + \mathbf{b}^{k-1}]$  involucra la similitud estructural implícita en el proceso de gradiente cruzado (Gallardo, 2007).

Las propiedades físicas del modelo calculado por **inversión separada** en la iteración  $k$  están representados por la ecuación 47:

$$\mathbf{m}_{LSi}^k = \mathbf{C}_{LSi}^k \sum_j \left\{ (\mathbf{A}_{ji}^{k-1})^T \mathbf{C}_{dj}^{-1} (\mathbf{d}_j - \mathbf{A}_{ji}^{k-1} \mathbf{m}_i^{k-1}) \right\} + \mathbf{C}_{oi}^{-1} \mathbf{m}_{oi} \quad \text{Ec. 47}$$

La matriz de covarianza de la inversión separada en la iteración  $k$  esta representada por la ecuación 48:

$$(\mathbf{C}_{LSi}^k)^{-1} = \sum_j \left\{ (\mathbf{A}_{ji}^{k-1})^T \mathbf{C}_{dj}^{-1} \mathbf{A}_{ji}^{k-1} \right\} + \alpha_i \mathbf{D}^T \mathbf{D} + \mathbf{C}_{oi}^{-1} \quad \text{Ec. 48}$$

Existen dos estrategias para resolver la función objetivo, la primera resolver directamente  $\mathbf{m}^k$ ,  $\mathbf{m}_{LSi}^k$  y  $\mathbf{C}_{LSi}^k$  e inmediatamente requerir un ajuste de los datos observados y calculados, sin embargo, esta estrategia prioriza el ajuste entre datos sobre la similitud estructural. La segunda estrategia le presta atención continua a la restricción de gradientes cruzados buscando un ajuste de los datos más gradual mediante la permisión de una desviación estándar del modelo *a priori* mayor en las primeras etapas de la inversión y reduciéndola conforme avanzan las iteraciones, introduciendo el factor  $\beta$  propuesto por Gallardo y Meju (2004).

El proceso iterativo comienza con un factor  $\beta$  inicial grande y preferentemente con los modelos *a priori*  $\mathbf{m}_{oi}$ ; este factor se reduce gradualmente hasta que  $\beta$  alcance el valor ideal de 1; en ese

punto, la solución de  $\mathbf{m}_\beta^k$  (ecuación 49) es exactamente igual a  $\mathbf{m}^k$  (ecuación 46), y por lo tanto es una solución a la función objetivo original.

$$\mathbf{m}_\beta^k = \mathbf{m}_{LS\beta} - \mathbf{C}_{LS\beta}(\mathbf{B}^{k-1})^T (\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{C}_{LS\beta} (\mathbf{B}^{k-1})^T)^{-1} \cdot [\mathbf{B}^{k-1} \mathbf{m}_{LS\beta} + \mathbf{b}^{k-1}] \quad \text{Ec. 49}$$

$$\mathbf{m}_{LS\beta i} = \frac{1}{\beta^2} \mathbf{C}_{LS\beta i} \sum_j \left\{ (\mathbf{A}_{ji})^T \mathbf{C}_{dj}^{-1} (\mathbf{d}_j - \mathbf{A}_{ji} \mathbf{m}_i) \right\} + \mathbf{C}_{0i}^{-1} \mathbf{m}_{0\beta i} \quad \text{Ec. 50}$$

$$(\mathbf{C}_{LS\beta i})^{-1} = \frac{1}{\beta^2} \sum_j \left\{ (\mathbf{A}_{ji})^T \mathbf{C}_{dj}^{-1} \mathbf{A}_{ji} \right\} + \alpha_i \mathbf{D}^T \mathbf{D} + \mathbf{C}_{0i}^{-1} \quad \text{Ec. 51}$$

El cumplimiento de la restricción no lineal para la función objetivo (Ec. 42), depende de la convergencia del modelo, tiende a cero cuando el modelo converge a una solución estable. Para obtener una convergencia satisfactoria se prefieren mantener fijos los valores de  $\alpha$  mientras que se permite que  $\beta$  disminuya a cada iteración hasta acercarse a un valor de 1 (Gallardo y Meju, 2004). Esto da como resultado un proceso de minimización de dos etapas; la iteración principal se ajusta a los datos variando  $\beta$ , mientras que una segunda etapa asegura la similitud estructural al buscar la solución que satisfaga la restricción de gradientes cruzados en un número de iteraciones  $k$  para una  $\beta$  constante (Gallardo *et al.*, 2012).

Para obtener el desajuste de los datos calculados y observados, a cada paso iterativo se evalúa el RMS de los valores normalizados obtenidos del modelo respecto a los datos de entrada según la ecuación # (Gallardo *et al.*, 2005):

$$RMS_i = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{[\mathbf{d}_i - f_i(\mathbf{m}_i)]^T \mathbf{C}_{di}^{-1} [\mathbf{d}_i - f_i(\mathbf{m}_i)]}{\sigma_i}}, \quad \text{Ec. 52}$$

donde  $n$  representa el número de datos y  $\sigma$  representa la desviación estándar asumida en los datos de entrada.

La convergencia del proceso iterativo principal esta basada en la reducción del error RMS, mientras que la minimización de la segunda fase esta dada por las diferencias relativas de las propiedades físicas del modelo en la iteración actual respecto a la pasada:

$$conv_i^k \% = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=n+1}^{2n} (m^k - m^{k-1})^2}{(m^{k-1})^2 + \varepsilon}}, \quad \text{Ec. 53}$$

donde  $\varepsilon$  es un pequeño número positivo para evitar la división por cero.

### 3.3 ESQUEMA DE INVERSIÓN

La Figura 42 representa el esquema de inversión conjunta mediante la función de gradientes cruzados iniciando con un factor de relajación  $\beta = 100$ , dicho factor se va reduciendo logarítmicamente cada ciclo hasta llegar al valor de 0.1 a lo largo de 6 iteraciones. En el ciclo externo se calculan los parámetros o propiedades físicas de para grupo de datos invertidos por separado  $\mathbf{m}_{LS\beta i}$  y la matriz de covarianza para datos invertidos por separado  $\mathbf{C}_{LS\beta i}$ .

Después se calculan las propiedades físicas  $\mathbf{m}_{\beta}^k$  priorizando la semejanza estructural entre las respuestas de cada grupo de datos mediante la función de gradientes cruzados a lo largo de  $k$  iteraciones internas hasta que  $\mathbf{m}_{\beta}^k = \mathbf{m}_{\beta}^{k-1}$ , es decir, que el modelo ya no esta siendo actualizado.

Posteriormente, se procede a evaluar el desajuste de (Ec. 52) obtenido a partir de la solución de la función objetivo  $\mathbf{m}_{\beta}^k$  respecto a los datos observados, si el desajuste no es cercano a  $\beta=1$  se regresa al ciclo externo, disminuyendo el factor de relajación  $\beta$  y volviendo a calcular las propiedades físicas de cada grupo de datos invertidos por separado y su matriz de covarianza. Este proceso continuará hasta alcanzar la condición de paro  $\beta=1$  o que el número de iteraciones para el ciclo externo determinado en los parámetros de inversión sea alcanzado.

En ese caso, se busca la respuesta calculada que con el RMS más cercano al factor  $\beta=1$  (usualmente la 4ta iteración) en donde se puede considerar que  $\mathbf{m}_{\beta}^k = \mathbf{m}^k$  y eso representaría la solución a la función objetivo, ahora prosigue a crear las imágenes geoespectrales para su interpretación.

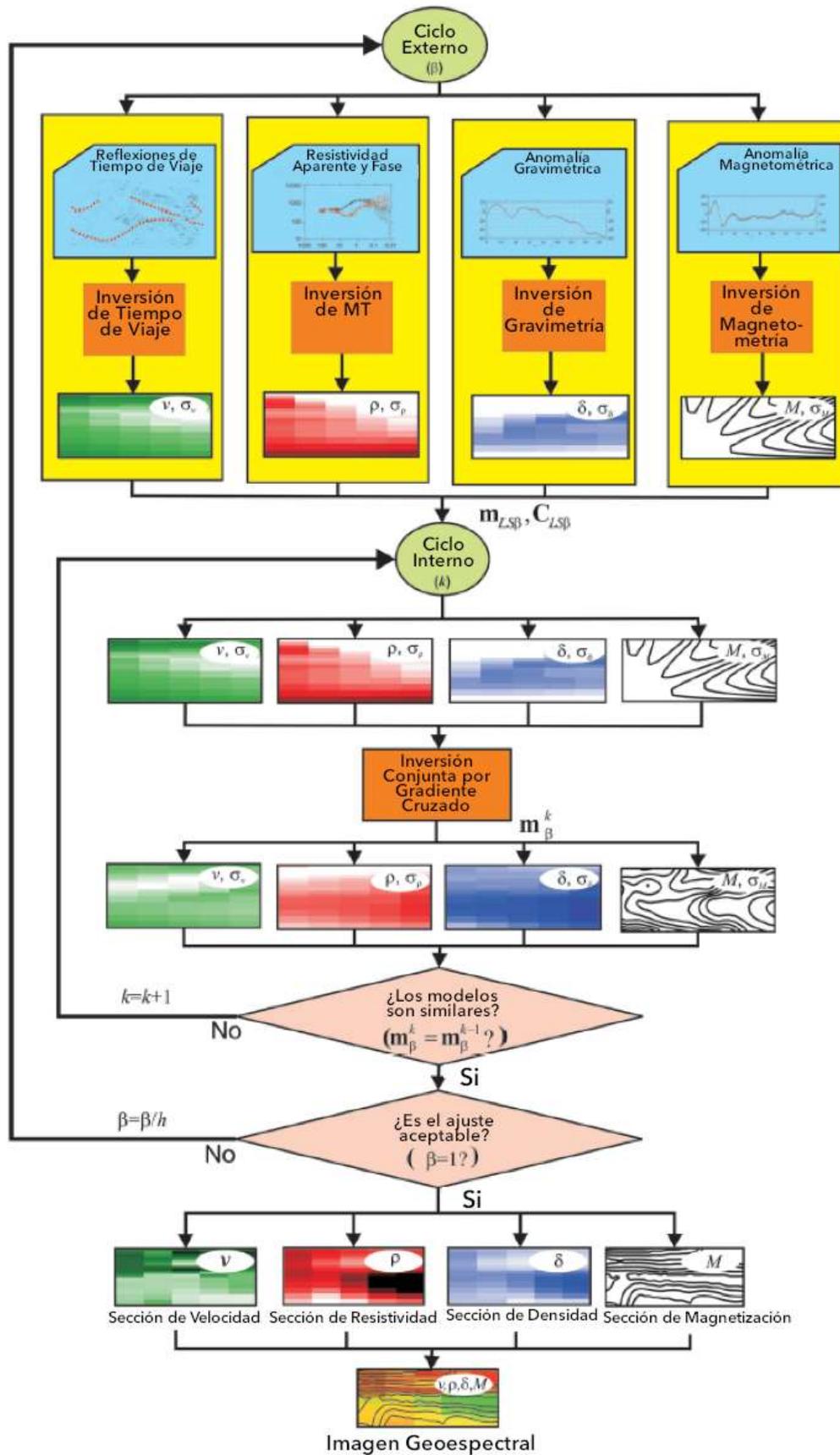


Figura 42: Esquema de inversión (Modificado de Gallardo et al., 2012).

### 3.4 IMÁGENES GEOESPECTRALES

El concepto de imágenes geoespectrales (Gallardo, 2007) como un método de interpretación de la información obtenida es análogo al análisis hecho en percepción remota en donde a partir de imágenes tomadas a diferentes frecuencias del espectro electromagnético denominadas "bandas" y la combinación de las mismas se puede obtener información relevante del terreno; en este caso se cambia el concepto de bandas del espectro electromagnético por un tipo de información física normalizada a valores entre 0 a 256 y asignando un color primario en la sección que se va a interpretar, y utilizando la composición de imágenes RGB en el que la combinación de las tres bandas de colores primarios generan imágenes a color. En estas imágenes, cada tono de color representa una combinación de tres valores físicos específicos permitiendo identificar zonas con tres propiedades físicas similares a lo largo de toda la sección fácilmente (Gallardo, 2007).

En la Figura 43 se ejemplifica como se integra una imagen geoespectral a partir de datos de velocidad de onda P para la banda roja, densidad para la banda verde, resistividad eléctrica en la banda azul e integrando un cuarto tipo de información mediante trazos como lo es el contenido de arcillas. De esta forma, en una sola imagen final se puede leer que valores de cada propiedad física están presentes en toda la sección, favoreciendo la definición de contrastes que resulta de la inversión conjunta empleando la función de gradientes cruzados.

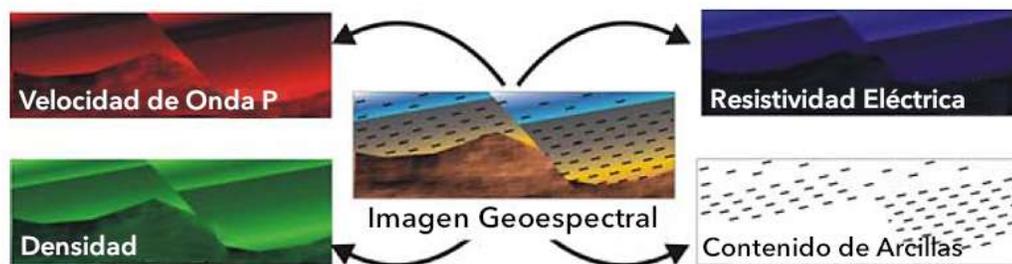


Figura 43: Composición de imagen geoespectral a partir de 4 diferentes técnicas (Modificado de Gallardo, 2007).

### 3.5 HISTOGRAMAS N-VARIADOS EN LA INTERPRETACIÓN DE IMÁGENES GEOESPECTRALES

La interpretación de las imágenes geoespectrales puede llegar a ser un tema complejo si no se ha entrenado el ojo del interprete, pues se pueden formar una gran variedad de colores y tonos por la combinación de las bandas RGB que combinan los valores específicos de las propiedades físicas involucradas. Sin embargo, una vez familiarizado con la gamma de combinaciones de colores, se puede saber de forma casi instantánea los valores de las propiedades físicas que lo conforman y asociarlas con materiales geológicos. Una dificultad para lograr a esto es el hecho de no poder formar una escala ternaria convencional para todas las combinaciones posibles ya que la suma de las proporciones de valores o propiedades no está restringida a un valor máximo de saturación.

Una representación general para tres propiedades físicas se logra con un cubo de colores, el cual es difícil de desplegar en imágenes bidimensionales.

Para facilitar la lectura, se creó un diagrama guía, en el que se integró la información de histogramas bivariados o trivariados y el número de datos de entrada con la composición de color mediante las bandas de color RGB (rojo, verde y azul). Para crear los histogramas se utilizó la función de MATLAB “*histogram2*” para el caso bivariado y “*histcn*” para el caso trivariado, de donde se tuvieron que extraer las frecuencias de una matriz de conteo 2D para el primer caso y 3D para el segundo mediante ciclos anidados para guardar la información en un archivo de texto con formato (v1, v2, v3, freq), para su posterior graficado en un diagrama de dispersión o en diagrama ternario para los casos bivariado y trivariado respectivamente, utilizando como cuarta variable (frecuencia) el tamaño de los símbolos graficados.

Posteriormente, se crearon las composiciones que ilustran la combinación de colores mediante las bandas RGB para dos y tres ejes respectivamente tomando como base el triángulo de color de Maxwell y realizando modificaciones considerando el tono base de la banda de color como inicio y al negro como final de cada eje con un aumento de la saturación del color gradual. De esta forma, se evitó que la suma de las tres bandas de color generara una zona blanca en el centro del triángulo de distribución de color, pues en las imágenes geoespectrales resultantes en este trabajo no resultaron zonas blancas.

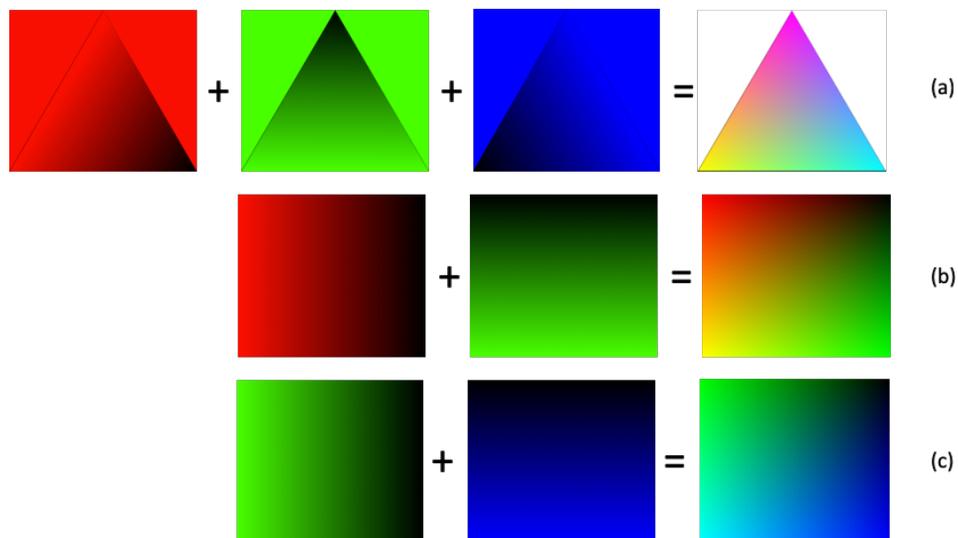


Figura 44: Distribución del color para geoespectrales (a) gv-mg-mt, (b) gv-mg y (c) mg-mt.

De esta forma, se puede tener una referencia rápida de los tonos de color que aparecen específicamente en cada imagen geoespectral; además de poder acceder a la magnitud de las 3 propiedades físicas que forma cada tono de color y, a su vez, mediante la correlación de agrupaciones (frecuencias más altas) entre perfiles se puede comprobar la presencia de estructuras en común, lo cual convierte estos diagramas en una ayuda ideal para la interpretación del conjunto completo de imágenes geoespectrales.

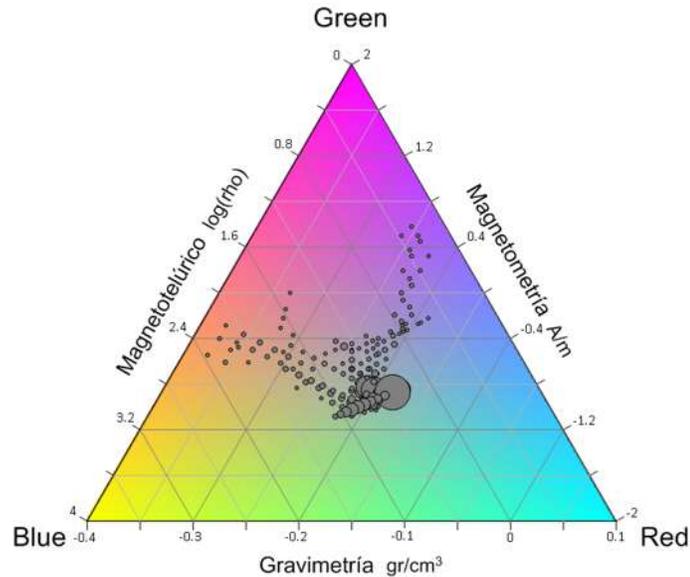


Figura 45: Ejemplo de histograma trivariado con distribución de color para el perfil 5.

### 3.6 VENTAJAS DE LA INVERSIÓN CONJUNTA

La interpretación de anomalías de campos físicos (gravimétrico, magnético y eléctrico) es ambigua, es decir, pueden ser causadas por un infinito número de posibles fuentes, tanto superficiales como profundas, a esto se le conoce como el principio de no-unicidad. Esa ambigüedad presenta un reto en el problema inverso, ya que una tarea muy importante en la interpretación es reducir al mínimo la ambigüedad utilizando todo tipo de información disponible, la cual puede incluir concepciones geológicas, mediciones directas (de afloramientos, pozos, minas), así como información de otras técnicas geofísicas. En este sentido, la inversión conjunta proporciona una ventaja frente a las inversiones individuales convencionales.

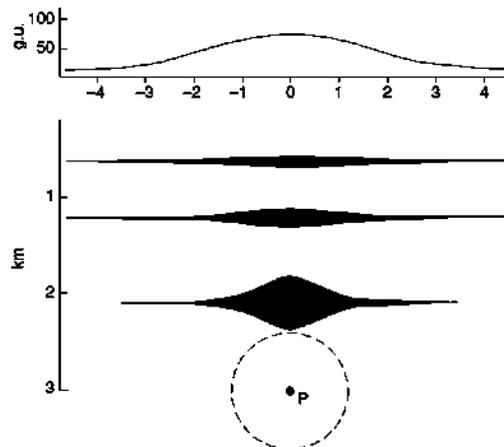


Figura 46: Esquema que ilustra la ambigüedad de fuentes que pueden generar una misma anomalía (Reynolds, 1997).

Las ventajas que presenta la inversión conjunta frente a los métodos convencionales de inversión separada son:

- a) Discrimina mejor los artefactos generados por ruido o suposiciones incoherentes en modelos individuales.
- b) Genera modelos estructuralmente más detallados y compatibles para la interpretación lado a lado.
- c) Permiten la coexistencia de diferentes mecanismos físicos ó geológicos en un mismo modelo al ser el valor numérico de las propiedades y las magnitudes completamente independiente de sus contrastes espaciales.
- d) Facilita la discriminación de los materiales del subsuelo como resultado de una mejor caracterización.

### 3.7 METODOLOGÍA

La metodología consistió en:

- 1) Seleccionar los datos de entrada a partir de la base de datos construida mediante la integración de la información disponible para cada técnica geofísica.
- 2) Preparar de los datos de entrada acorde a los objetivos de exploración eligiendo el tipo de anomalías de entrada y la ubicación de perfiles aprovechando el muestreo espacial para las tres técnicas como se verá más adelante.
- 3) Realizar la inversión de cada técnica de forma separada para tener un punto de comparación.
- 4) Realizar varios experimentos de inversión conjunta empleando diferentes factores de suavidad y desviación estándar de cada tipo de dato. El proceso se controla por un proceso de relajación de la desviación estándar a través de un factor adicional ( $\beta$ ). El objetivo es el de encontrar parámetros de inversión óptimos para cada perfil.
- 5) Realizar la inversión conjunta utilizando los parámetros óptimos encontrados en el paso anterior y comparar los modelos obtenidos de inversión conjunta e inversión separada.
- 6) Construir las imágenes geoespectrales para cada perfil y los histogramas n-variados para ayudar a la interpretación de los resultados.

## 4.- RESULTADOS

### 4.1 SELECCIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA

Para elegir los conjuntos de datos adecuados para inversión conjunta en la zona de interés, que es la parte central del lago de Cuitzeo, fue necesario procesar y analizar toda la información disponible de los métodos potenciales (satelital, de vuelos o terrestre), así como del método magnetotelúrico.

Para procesar y analizar los datos potenciales se utilizaron las utilerías del software Oasis Montaj. Los diferentes mapas se generaron seleccionando el método de interpolación por vecinos cercanos por su simplicidad para fines comparativos únicamente; mientras que, para hacer una correcta predicción de datos mediante el uso de la geoestadística, se empleó el método de *kriging*.

Para el trazado de perfiles se puso particular atención a la distribución de los sondeos MT debido a que: son solamente 19 estaciones, son los datos más sensibles a la saturación de fluidos y pueden determinar la profundidad de las diferentes unidades geológicas mejor que los datos potenciales.

#### 4.1.1 Selección de Datos Gravimétricos

Para los datos gravimétricos se realizaron comparaciones entre los datos de los tres levantamientos disponibles (PEMEX, 1981; CFE, 1983; Medina-Vega, 2008). En primer lugar, se analizó la base de datos ya procesados proporcionada por Arredondo-Fragoso (1983) donde mezclaba los datos de cinco perfiles realizados dentro del lago durante una época de secas y los de PEMEX. Para esto, se graficaron los datos de PEMEX (con su posición de muestreo) y sobre esta imagen se sobrepuso la gráfica correspondiente a los cinco perfiles de Arredondo-Fragoso (1983) conservando la misma escala de colores en los mapas sobrepuestos. Esto permitió observar la correspondencia de las tendencias regionales en ambos mapas (Figura 47) y, con ello, soportar la decisión de mantener la base de datos mezclada (denominada en adelante base PEMEX-CFE).

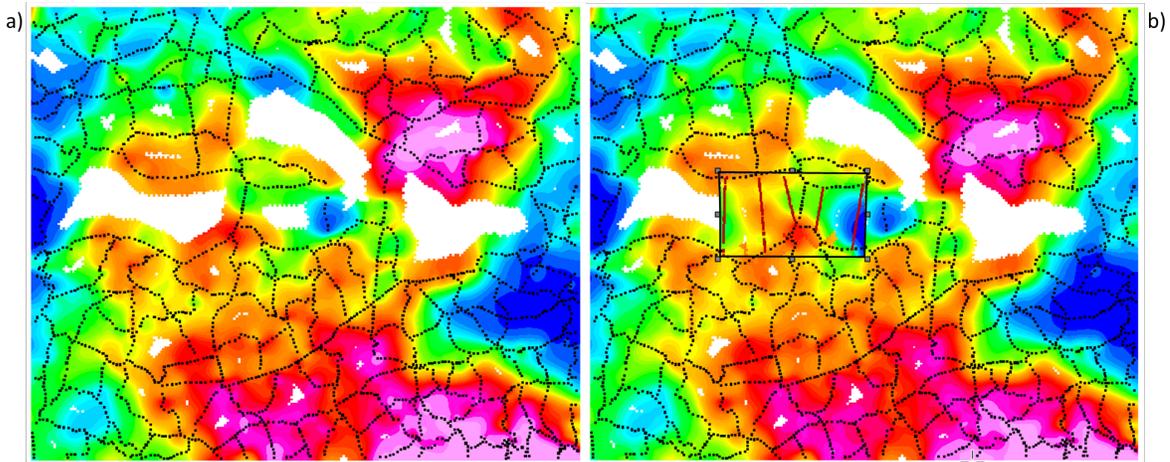


Figura 47: Configuración de la anomalía de Bouguer obtenida de la Interpolación de a) datos de PEMEX, b) datos de Arredondo-Fragoso (1983) y PEMEX. Los puntos en negro indican las estaciones gravimétricas de PEMEX (1981), mientras que los puntos en guinda corresponden a las estaciones gravimétricas de Arredondo-Fragoso (1983).

Para incorporar la tercer base de datos gravimétricos y hacerla compatible con los datos ya procesados de la base PEMEX-CFE, se realizó un reprocesado de los datos de Medina-Vega (2008) utilizando información de una estación base cercana (ciudad de México) y la densidad de placa de Bouguer de  $2.67\text{g/cm}^3$ . A pesar de que se evitó el uso de una densidad local estimada con el método de Nettleton (1976) y de que el muestreo de estaciones es compatible, se observó que la base re-procesada de Medina-Vega (2008) presentaba un desfase (Figura 48) y no aportaba información nueva en la zona de interés, por lo que se decidió no incorporarla ni en análisis subsecuentes ni en los procesos de inversión conjunta.

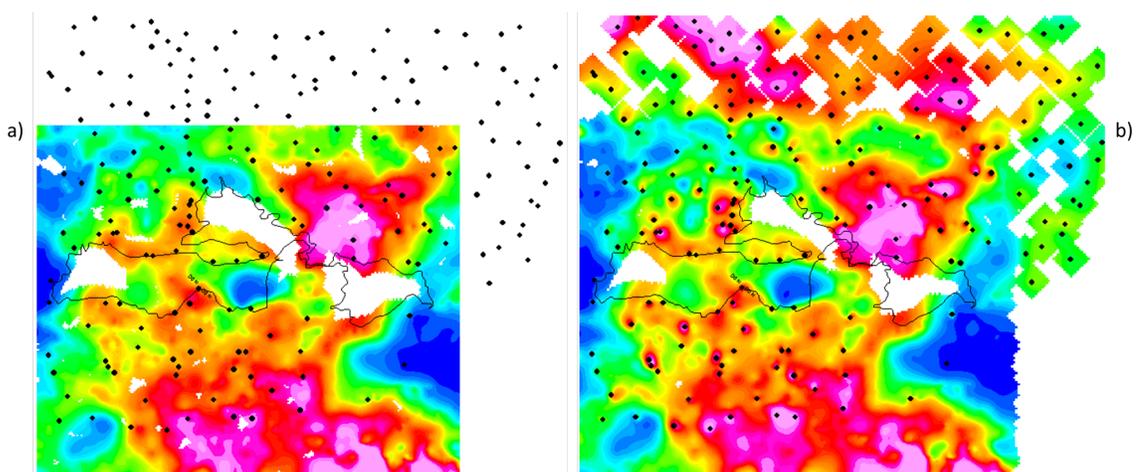


Figura 48: Mapa de anomalía de Bouguer resultante de la Interpolación de (a) datos de PEMEX-CFE y (b) datos de PEMEX-CFE y Medina-Vega (2008). Los puntos en negro indican las estaciones gravimétricas de Medina-Vega (2008) y su correlación con los artefactos generados.

Finalmente, después de la integración de los datos de PEMEX-CFE se realizó el análisis geoestadístico correspondiente mediante el cálculo del variograma, la interpolación de datos mediante el método Kriging y la evaluación del error de predicción en planta.

Como se observa en la Figura 49, el variograma se ajustó a un modelo esférico considerando los siguientes parámetros: nugget=0, meseta=41 y rango=1950, lo que representa que los datos son dependientes entre sí hasta los 1950 metros y esta es la distancia máxima en que se pueden predecir valores. Esa es la razón por la cual existen espacios en blanco en los mapas de interpolación que son las zonas donde la separación entre muestreo supera esta distancia máxima. El error máximo resultante en la predicción de los datos gravimétricos no supera el 4.7% y esta es representado en planta en la Figura 50.

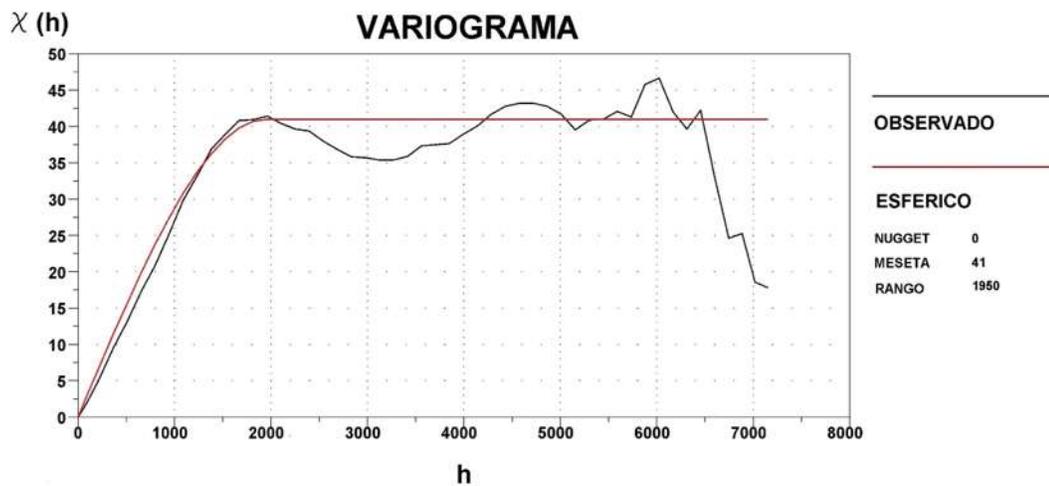


Figura 49: Variograma de los datos de Anomalía de Bouguer de PEMEX-CFE. La línea negra indica el variograma de los datos observados; la línea roja indica el modelo de ajuste. Mapa de error de predicción de anomalía de Bouguer en porcentajes.

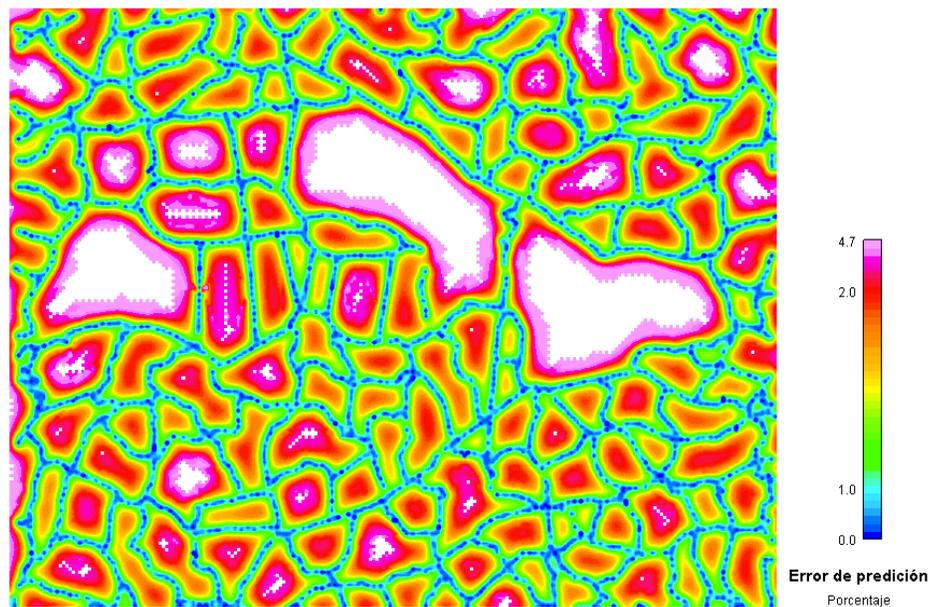


Figura 50: Mapa de error de predicción para la interpolación de datos gravimétricos por kriging.

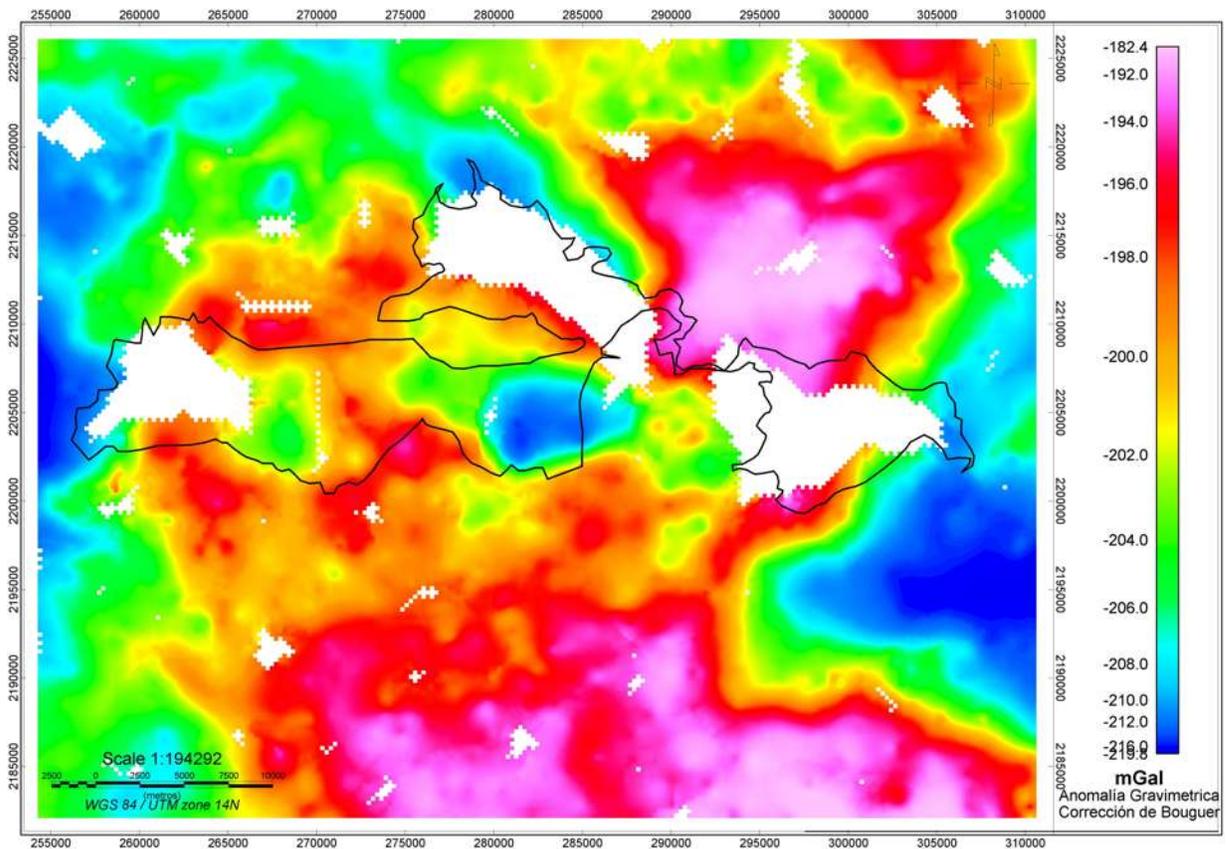


Figura 51: Mapa de anomalía de Bouguer obtenido de la base de datos PEMEX-CFE. La línea negra delimita la ribera del lago de Cuitzeo.

Una cuarta fuente de información gravimétrica empleada para comparación se obtuvo de la base de datos de gravimetría satelital del *Global Gravity Field Model (GGMplus)* y del *Earth Residual Terrain modelled-gravity (ERTM2160)* desarrollados por el *Western Australian Centre for Geodesy* de *Curtin University*, para el área comprendida entre  $-101.5^\circ$  a  $-100.5^\circ$  Longitud y  $19.6^\circ$  a  $20.2^\circ$  Latitud con la finalidad de realizar una comparación con los datos terrestres (ya que son antiguos) y utilizar los que proporcionen más información.

El modelo GGMplus calcula el campo gravimétrico local con resoluciones espaciales de  $\sim 200\text{m}$  basado en los modelos gravimétricos GRACE, GOCE, EGM2008 y los datos topográficos de alta resolución SRTM. El modelo ERTM2160 es la componente de alta frecuencia de GGMplus y se ha empleado para estudiar las intensidades de la señal del campo de gravedad de alta resolución (aprox. 250 m) incorporando el efecto de las masas terrestres disponibles globalmente a través de los modelos digitales de elevación SRTM.

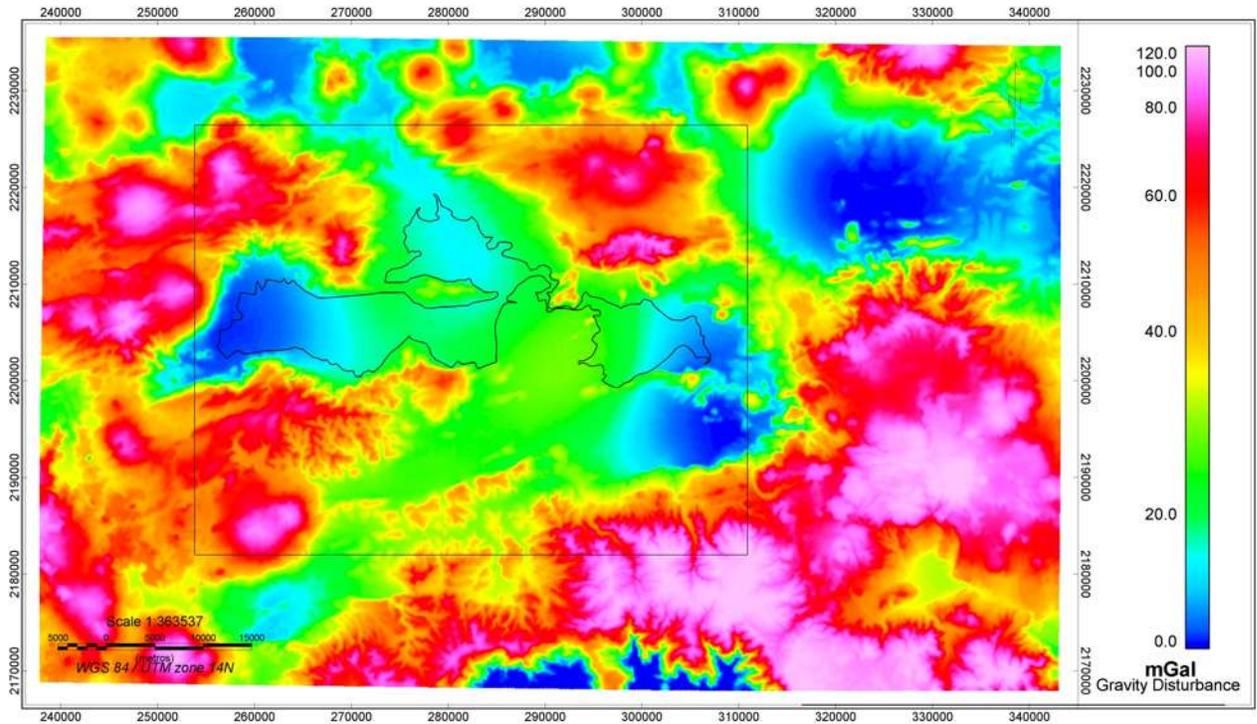


Figura 52: Datos de gravimetría satelital descargados del modelo GGMplus de la universidad de Curtin, Australia. Coordenadas -101.5° a -100.5° de longitud y 19.6° a 20.2° de latitud. En contorno negro el lago de Cuitzeo como referencia y el tamaño del área cubierta por gravimetría terrestre.

De esta base de datos se obtuvo información en una malla espaciada cada 0.002° (~224 mts en dirección de latitud). Con la finalidad de hacer una comparación objetiva entre ambos tipos de datos se realizó una proyección de la malla a UTM re muestreando los datos en las mismas posiciones que los datos de PEMEX-CFE. Esta comparación evidenció algunas diferencias con la gravimetría terrestre causadas principalmente por el muestreo y la elevación originales de los satélites (Figura 53). Sin embargo, un análisis más detallado de estas anomalías empleando una escala de colores lineal en lugar de una basada en el histograma de valores de las anomalías separadas revela que los dos tipos de datos sí presentan similitudes notables (Figura 54).

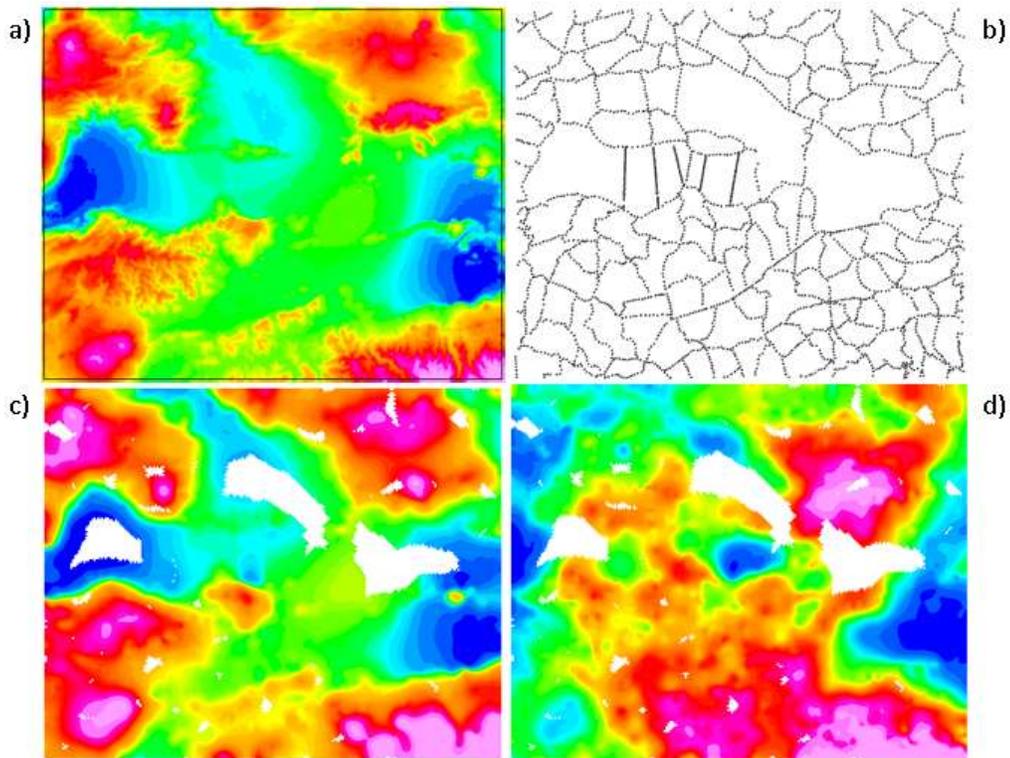


Figura 53: Comparación entre interpolaciones (a) datos gravimetría satelital, (b) muestreo de PEMEX-CFE, (c) gravimetría satelital remuestreada, (d) gravimetría de fuente terrestre.

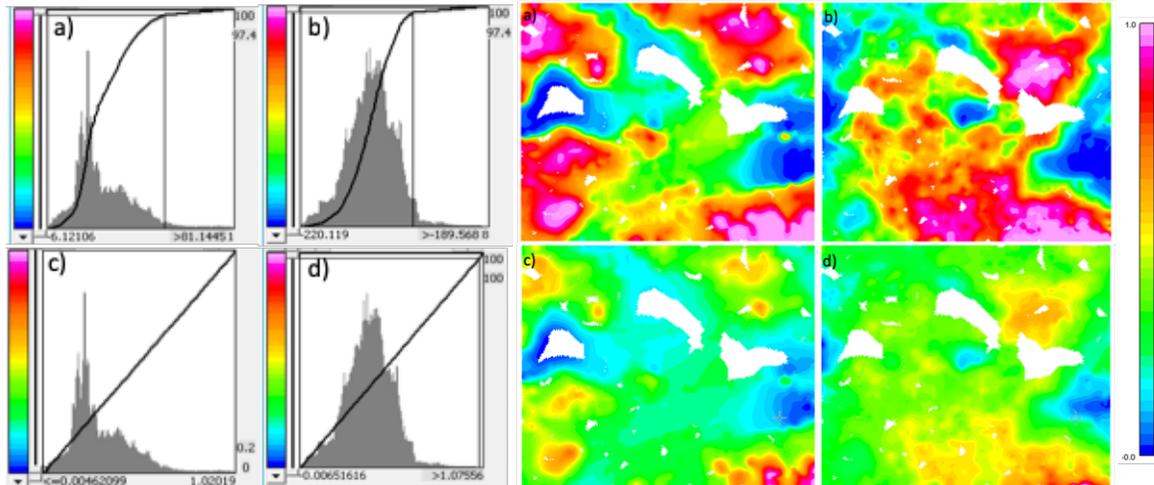


Figura 54: Corrección de la distribución en la escala de color en los mapas de datos normalizados de (a) satelitales y (b) terrestres con distribución ajustada al histograma y (c) satelitales y (d) terrestres con distribución lineal.

En la Figura 55 se puede observar de forma más clara la similitud entre los datos de fuente terrestre y los datos de fuente satelital re-muestreados y normalizados, así como un tercer mapa (Figura 55c) resultado de la resta entre estos mapas utilizando una escala de dos colores donde los colores marrones representan valores positivos y los colores azules valores negativos, siendo los valores cercanos a cero de color grisáceo. En este tercer mapa se aprecia perfectamente que el mapa de fuente terrestre tiene dominancia sobre el de fuente satelital como era de esperarse,

sin embargo, también se aprecian las zonas donde el mapa de fuente satelital es completamente opuesto a los datos terrestres, siendo de gran ayuda para la toma de decisiones sobre qué datos utilizar para el modelo de inversión conjunta.

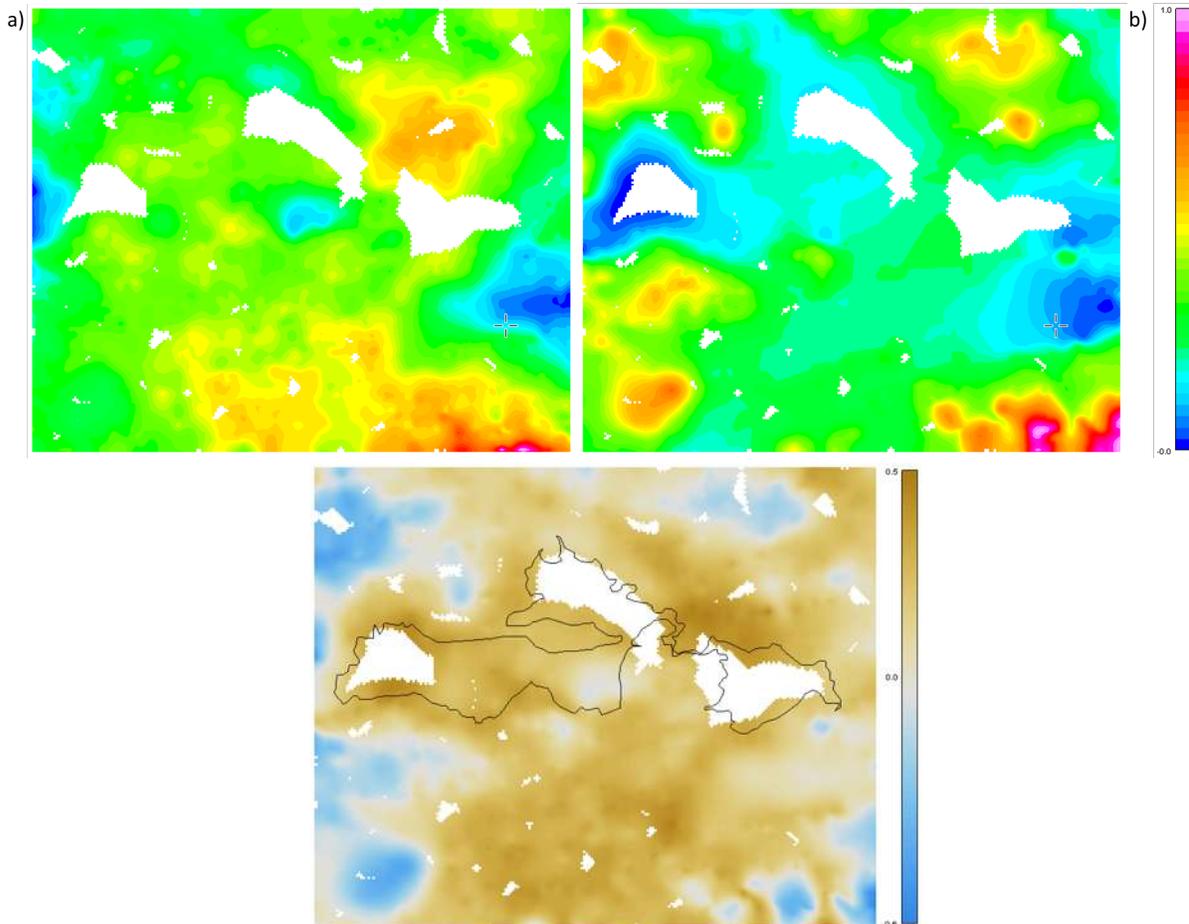


Figura 55: Comparación entre interpolación de datos re-muestreados y normalizados de 0-1, graficados en escala de color lineal de a) datos de gravimetría terrestre y b) datos de gravimetría satelital. c) Resta de datos normalizados de fuente terrestre menos datos de fuente satelital.

Se construyeron los firmagramas para los dos conjuntos de datos, graficando el valor de cada dato sobre un eje donde el resultado es considerado como la firma del grupo de datos. En este caso se observó una distribución diferente en ambos firmagramas, pero con zonas claramente relacionadas los valores máximos y mínimos que concuerdan en zonas específicas. Las diferencias están asociadas a que los datos provienen de fuentes diferentes, siendo la gravimetría terrestre más susceptible a efectos locales y someros que se ven reflejados en un gran número de variaciones que la gravimetría satelital no puede detectar debido a la distancia respecto al terreno a la que se toman los datos (3000 m de altura).

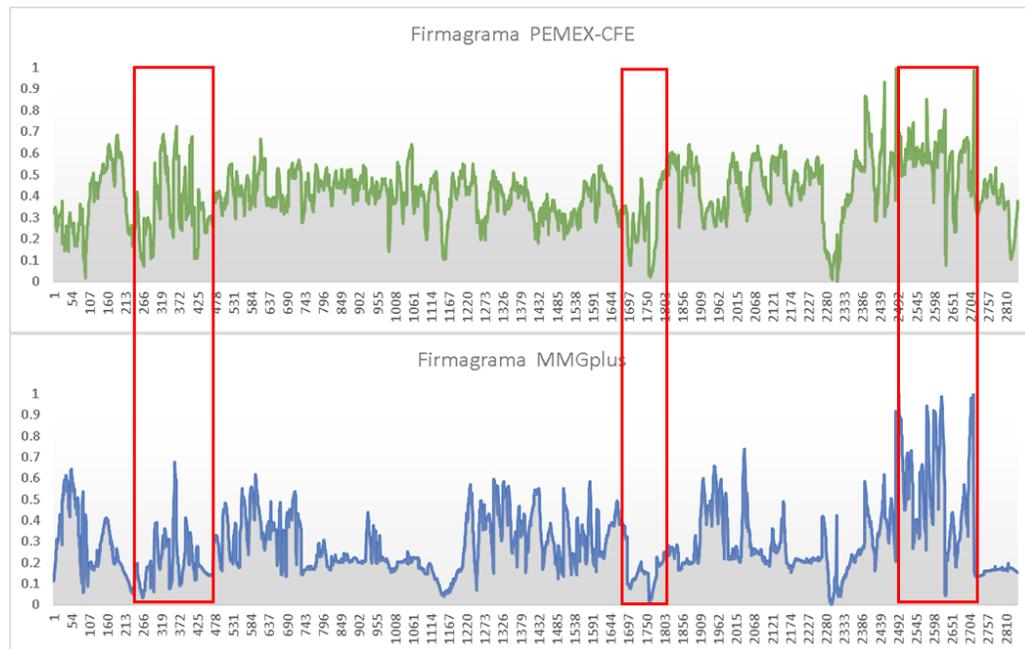


Figura 56: Firmagramas de datos de gravimetría terrestre (verde) y gravimetría satelital (azul). Encuadrados en rojo algunas zonas que presentan tendencias similares.

Después de estos análisis, se determinó que los datos satelitales si presentan algunas similitudes con los datos terrestres, sin embargo, la aparente mayor resolución de los mismos es debida a la integración de las masas superiores al geoide con la corrección de Bouguer mediante un modelo digital de elevación a los datos obtenidos mediante satélite, lo que resulta en un mapa de anomalías muy similares a la misma topografía, y dichas similitudes sirvieron para validar la calidad de los datos terrestres que fueron tomados en los años 80's y concluir que las diferencias presentes en ambos tipos de datos son debidos a efectos más someros que no llegan a detectarse en las medidas satelitales debido al decaimiento de los campos potenciales. Por este motivo se decidió utilizar los datos terrestres como insumo para los modelos de inversión conjunta.

#### 4.1.2 Selección de Datos Magnéticos

Para comenzar a evaluar los datos magnéticos, primero se realizó un análisis cualitativo de la zona de estudio, iniciando por comparar las cartas Geológico/Minera y la anomalía de Campo Magnético Total (Morelia 78\_E14-1\_GF) obtenidas del SGM en el software GlobalMapper.

Dicho análisis se hizo de una forma muy sencilla a través de la superposición de las cartas geológico/minera y de Campo Magnético Total con transparencia al 50%, integrando los lineamientos más importantes la zona del lago de Cuitzeo y marcando con un símbolo la posición de los edificios volcánicos más relevantes, según se aprecia en la carta geológica, para poder

determinar a primera vista, si existe alguna relación entre los edificios volcánicos, el sistema de fallas Pátzcuaro-Acambay y alguna anomalía magnética.

Se pueden apreciar en la Figura 57 tres cuerpos magnéticos directamente relacionados a edificios volcánicos y otro más, localizado en la península del lago de Cuitzeo que no corresponde a nada en superficie. De igual forma se sobrepuso la localización de las fallas NE-SW las correspondientes al sistema Morelia-Acambay y el fallamiento con dirección NW-SE remanente del *Basin and Range*.

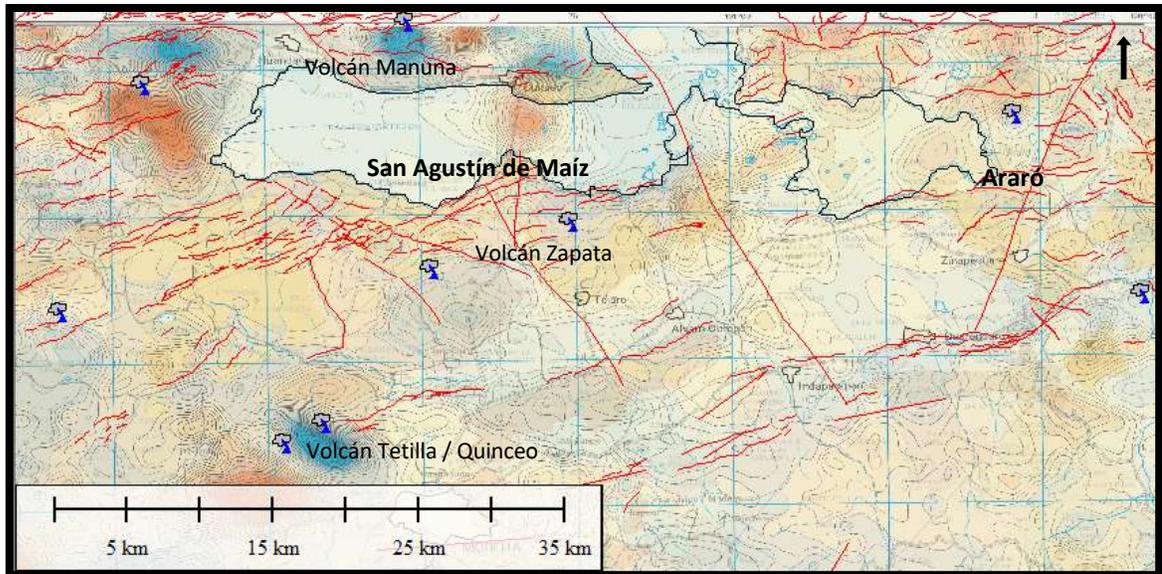


Figura 57: Anomalías magnéticas de campo total principales en el área de Cuitzeo (SGM, 1988). Líneas en rojo indican las principales estructuras en la zona, símbolos en azul indican la posición de edificios volcánicos.

Respecto a los datos aeromagnéticos, el Servicio Geológico Mexicano SGM proporcionó una malla regular de datos procesados de anomalía magnética de campo total con un total de 4384 nodos para el área de Cuitzeo, área que posteriormente será recortada considerando el cubrimiento de la malla de datos de anomalía gravimétrica para utilizar la máxima cantidad de información disponible de ambas técnicas en exactamente la misma superficie, por el momento se concentró únicamente en las características de los datos.

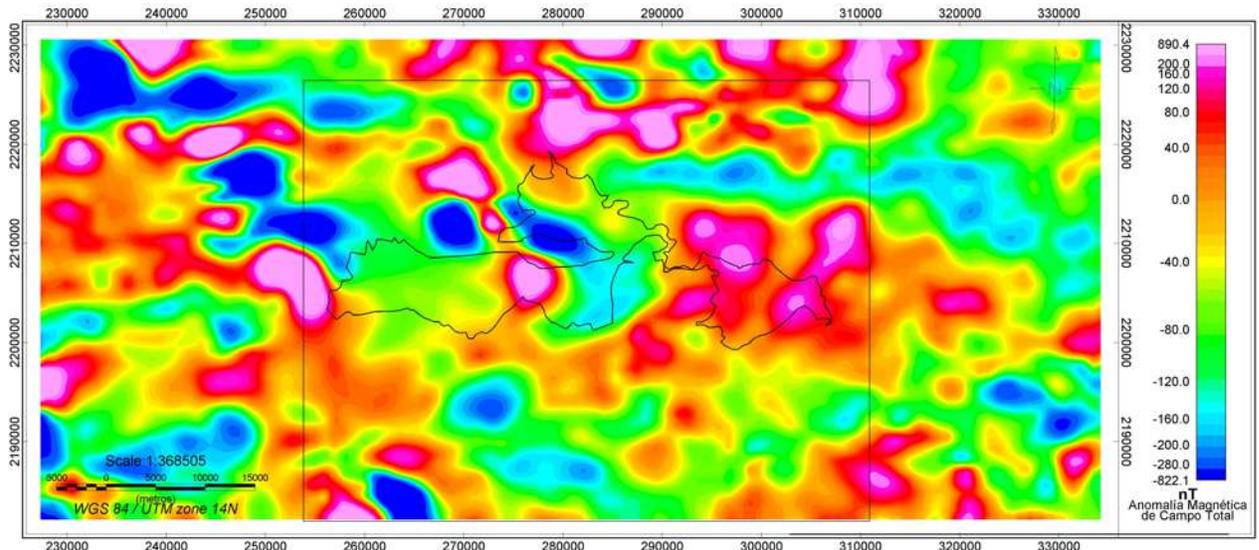


Figura 58: Anomalía aeromagnética de Campo Total del área de Cuitzeo interpolada mediante el método vecinos cercanos con datos de SGM (1988). En contorno negro el lago de Cuitzeo como referencia y el tamaño del área cubierta por gravimetría.

Según la carta magnética del SGM, la Intensidad de Campo geomagnético en el área de Cuitzeo es de 42061 nT, con una Inclinación de  $47^{\circ}04'$  y Declinación de  $07^{\circ}20'$ . Esta información fue necesaria para calcular una reducción al polo.

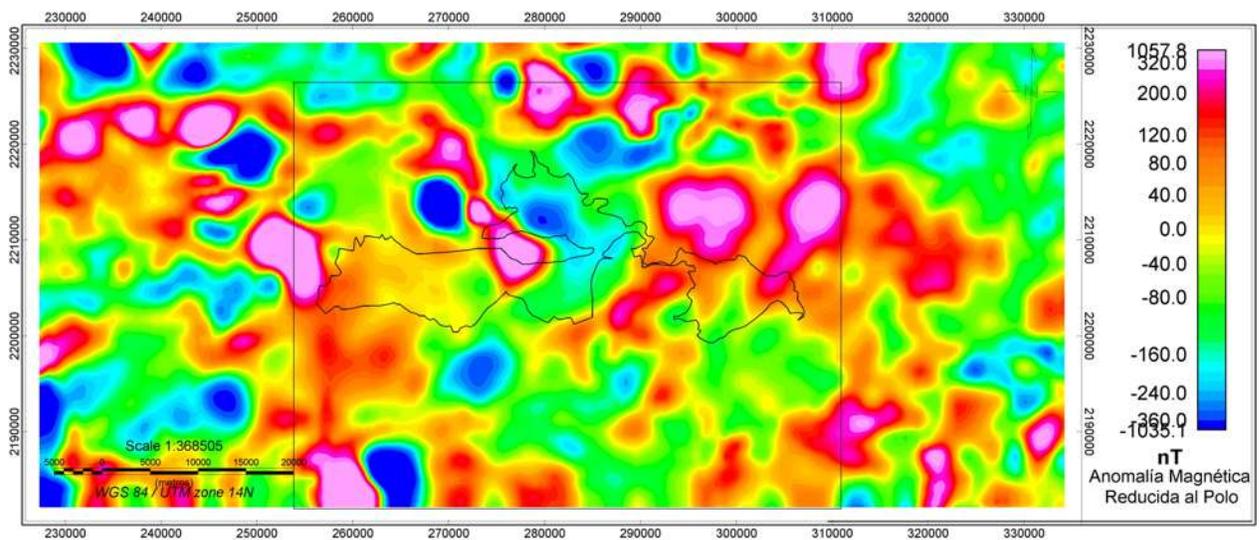


Figura 59: Anomalía aeromagnética Reducida al Polo del área de Cuitzeo con datos de SGM (1988). En contorno negro el lago de Cuitzeo como referencia y el tamaño del área cubierta por gravimetría.

Posteriormente el cálculo de la anomalía pseudo-gravimétrica se realizó sobre el mapa de anomalía reducida al polo; el cual podrá ser aprovechado para comparar con datos gravimétricos y evaluar similitudes.

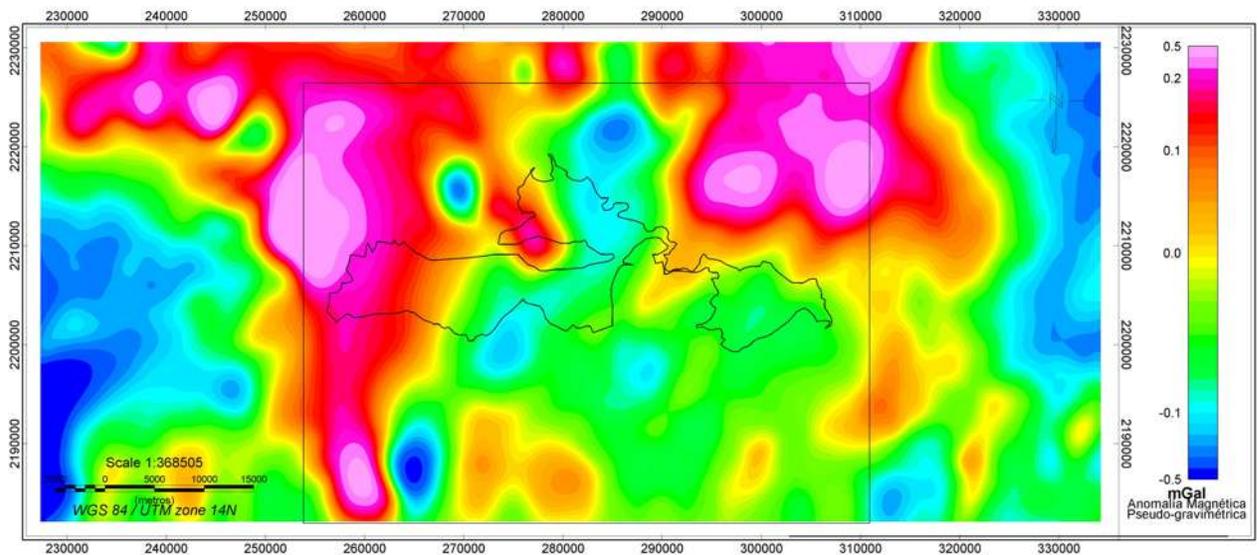


Figura 60: Anomalía pseudo-gravimétrica del área de Cuitzeo con datos de SGM (1988). En contorno negro el lago de Cuitzeo como referencia y el tamaño del área cubierta por gravimetría.

El levantamiento de magnetometría terrestre de Guevara-Alday (2016) cuenta con 883 datos medidos cada 100 mts a lo largo de 7 perfiles con dirección  $45^\circ$  respecto del Este; sin embargo, debido a que los perfiles son de muy alta resolución espacial a lo largo de las líneas de muestreo, pero están separados 1km entre perfiles se generan artefactos ligados al sesgo en el muestreo al interpolar (Figura 61), por lo que se proponen 2 soluciones para aprovechar los datos: (1) hacer un re-muestreo de datos sobre los perfiles para generar una distribución espacial más regular o (2) graficar los datos por perfiles para aprovechar al máximo la información.

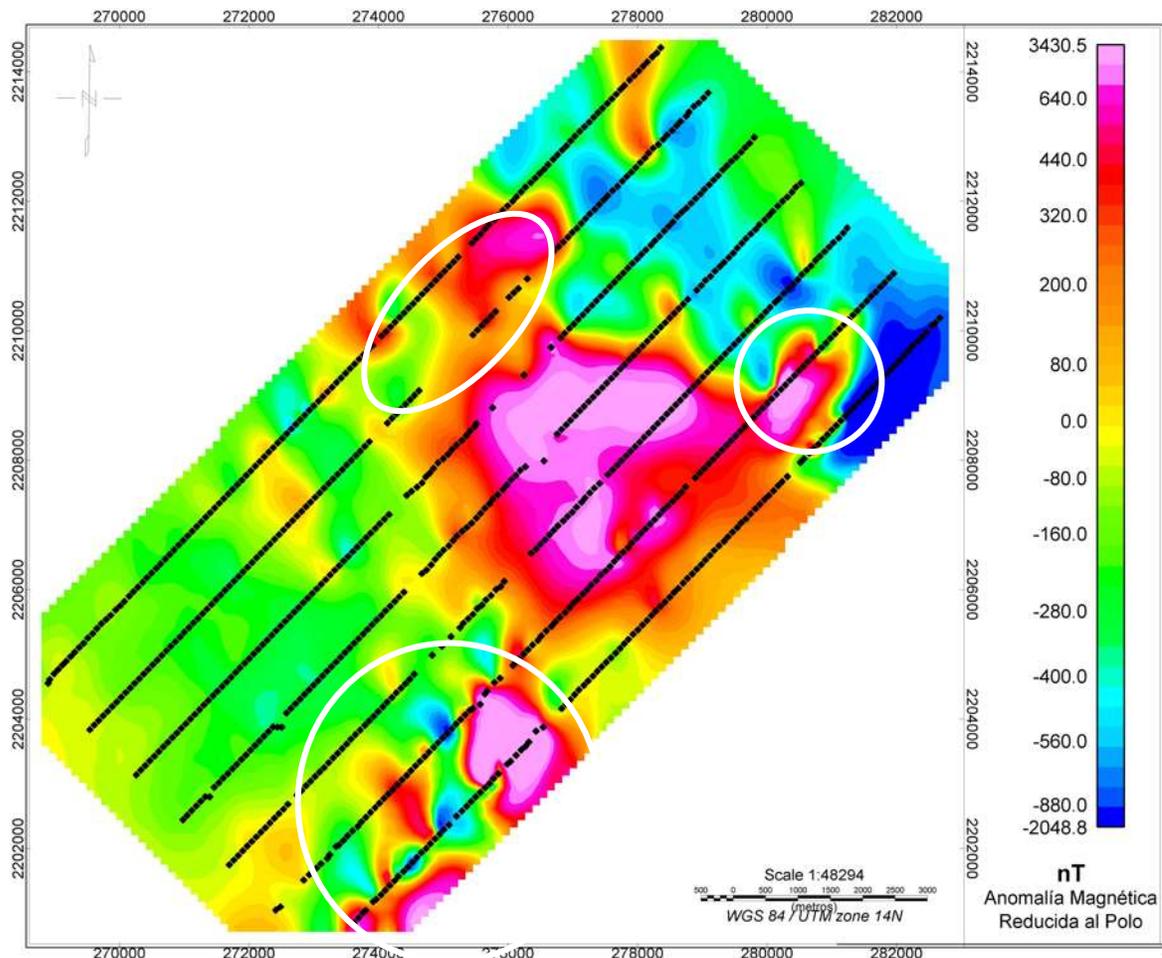


Figura 61: Anomalía magnética terrestre Reducida al Polo en San Agustín del Maíz (Guevara-Alday, 2016). Señalado en blanco artefactos ocasionados por el muestreo o por efectos antropogénicos al estar localizados en zonas donde los datos fueron tomados fuera del lago.

Para tomar una decisión se realizó una comparación entre los datos aeromagnéticos y los terrestres utilizando los mismos valores máximos y mínimos en la escala de colores para definir cuanta información extra proporcionan respecto a los datos aeromagnéticos.

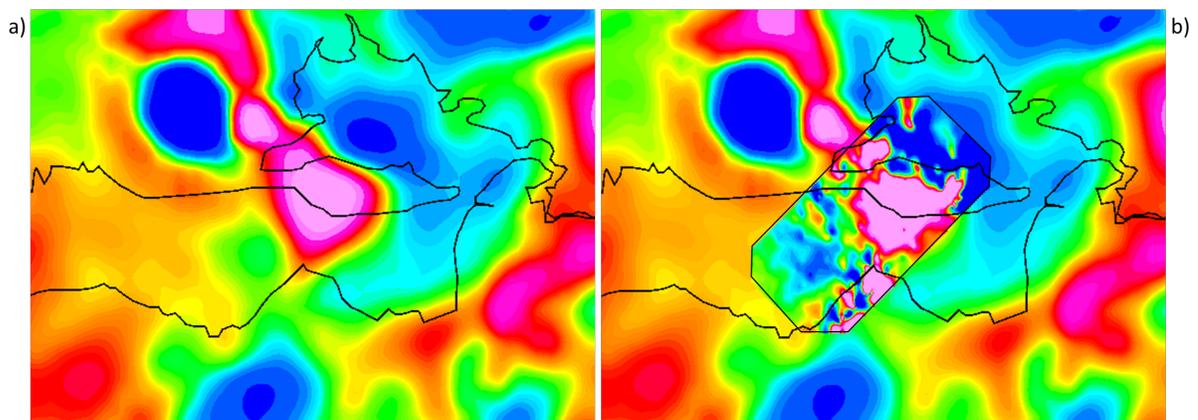


Figura 62: Comparación de anomalía Reducida al Polo (SGM, 1988) (a) sin datos terrestres; (b) con datos terrestres Reducidos al Polo (Guevara-Alday, 2016).

Observando las diferencias en el área cubierta por la magnetometría terrestre es notable la mayor cantidad de heterogeneidades presentes, que son esperadas debido a una mayor cercanía a los campos potenciales de las fuentes someras; sin embargo, a pesar de algunos artefactos ocasionados por el muestreo que coinciden con áreas en tierra y se atribuyen a efectos antropogénicos (círculos blancos en la Figura 61), las tendencias generales se mantienen bastante coherentes.

Después de comparar la aportación de los datos terrestres respecto a los aeromagnéticos se tomó la decisión de utilizar los datos aeromagnéticos como datos de entrada para el proceso de inversión aprovechando el mejor cubrimiento debido a que el área de interés es de alrededor de 25 km<sup>2</sup> y considerando que ambos grupos de datos están mostrando las formas con la única diferencia de las influencias de efectos muy someros en los datos terrestres.

#### 4.1.3 Selección de Datos Magnetotelúricos

Al formar parte de las campañas de campo del estudio magnetotelúrico, se tuvo acceso a las series de tiempo de los 19 sondeos realizados dentro del lago de Cuitzeo aprovechando la época de secas, para el procesado y limpieza de los datos se utilizó el software ProcMT realizando un diezmado de la banda de 128 Hz para obtener series de tiempo a frecuencias de 32 Hz, 8 Hz, 2 Hz y 0.5 Hz. Con estas series, se procedió a calcular el tensor de impedancia en frecuencia y obtener así la resistividad aparente y fase para cada serie de datos.

En general, los datos mostraron tendencias bien definidas (Figura 63). Las fases resultantes en los intervalos de 0 a 90 y -90 a -180 con comportamientos inversos a la curva de resistividad por lo que la limpieza no fue mayor problema; sin embargo, el sondeo 15 parece haber presentado problemas de ruido por lo que se limpió lo mejor posible para rescatar la mayor cantidad de información.

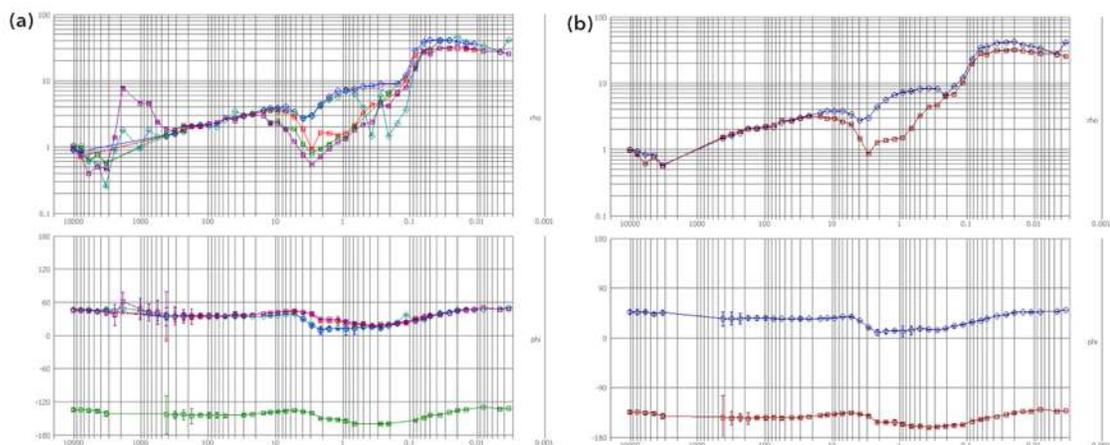


Figura 63: Limpieza de datos de MT para sondeo 01.



se observa un comportamiento diferente en el sondeo 15 desde las frecuencias más altas probablemente debido a que los datos son ruidosos.

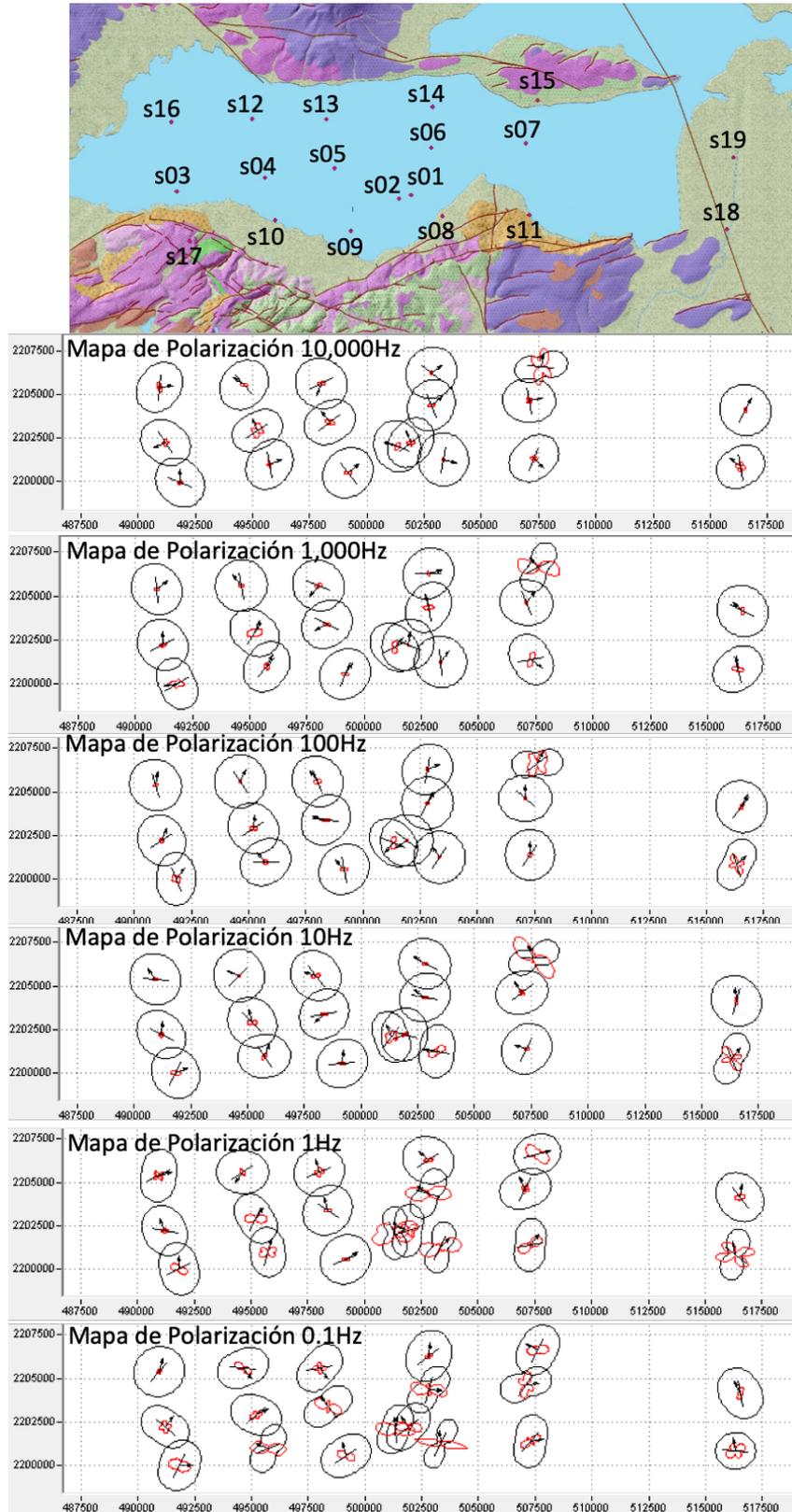


Figura 65: Diagramas polares para las frecuencias de 10,000Hz – 0.1Hz en los 19 sondeos MT.

Para el procesamiento de los datos, se inició generando una curva suavizada de los datos de resistividad para el modo TE=xy con mejor ajuste a los datos observados. Al no contar con referencia remota o con otro tipo de estudios como SEV's o TEM's para poder realizar una correcta corrección por *static shift* y considerando que los sondeos están localizados en un terreno sin topografía (a excepción del sondeo 17), se realizó la corrección mediante el promedio del inicio de las curvas de resistividad vs periodo; en este caso el promedio del inicio de las curvas era 2 ohm-m.

Posteriormente, se generó un modelo de capas 1D basado en el método de *Occam* (Constable *et al.*, 1987) que ajustó lo mejor posible la curva suavizada. En la figura 66 se muestra un ejemplo de ajuste del modelo 1D para el sondeo 06 y 11; para ver todos los ajustes consulte la sección de Apendice A.

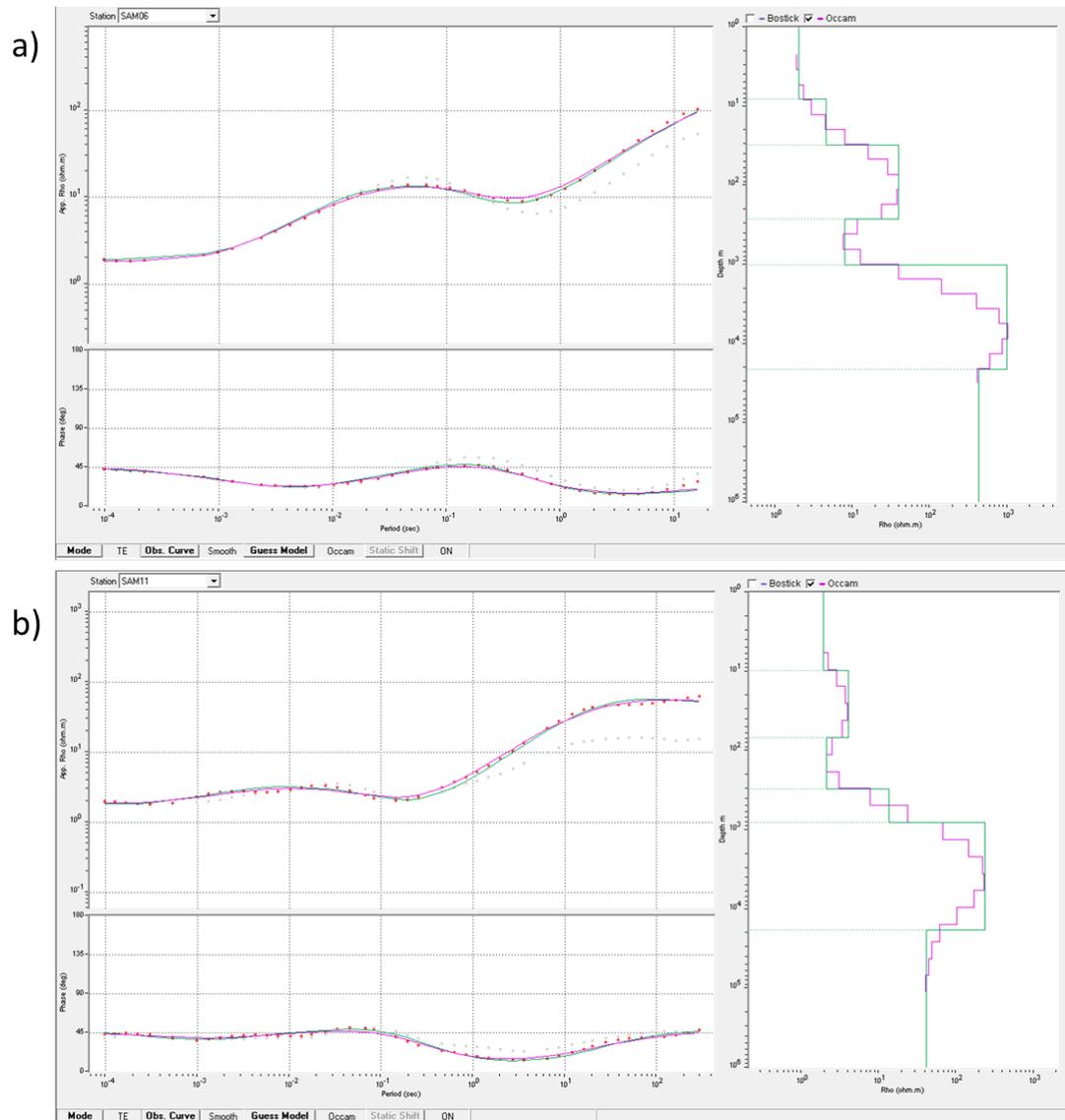


Figura 66: Modelos de resistividad de 1D ajustado a algoritmo de Occam (Constable *et al.*, 1987). (a) Sondeo 06, (b) Sondeo 11.

El siguiente paso consistió en proponer los perfiles de inversión 2D, para lo que se consideró la distribución de los sondeos. La campaña de campo se diseñó como una cuadrícula lo más homogénea posible con la finalidad de definir el comportamiento de las resistividades a profundidad de manera general en un primer acercamiento con la técnica. El desarrollo del proceso de inversión únicamente con datos de MT para generar secciones de iso-resistividad 2D se puede ver en el Apéndice B.

#### 4.2 PREPARACIÓN DE LOS DATOS DE ENTRADA

Los procesos de inversión en este trabajo se realizaron mediante el software CROSSGRAD (Gallardo, 2007); el cual requiere de un archivo de encabezado general en el que se indica la geometría del mallado de los modelos y los parámetros de inversión. Para cada tipo de parámetro se requieren dos archivos de entrada adicionales: uno que proporciona el modelo *a priori* y otro que indica la desviación estándar de cada parámetro del modelo. Para cada tipo de dato geofísico se requiere un archivo específico de entrada con los datos observados y su desviación estándar y, para el caso de datos magnetoteléuricos, se requiere un archivo adicional que indica las características de la geometría del mallado del modelo de resistividades para la solución numérica de las ecuaciones de Maxwell.

Lo primero que se tuvo que definir fue la cantidad de perfiles o secciones 2D a invertir, así como su longitud y orientación basados en los siguientes factores:

- La posición de los datos de cada técnica para aprovechar los datos de campo y evitar en lo posible utilizar datos interpolados para no propagar más errores de los ya inherentes a los propios datos como la precisión del instrumento medido, errores antropogénicos en la adquisición o en el procesamiento.
- La ubicación de las estructuras geológicas en superficie que se pueden relacionar directamente con los mapas de gravimetría y magnetometría con la finalidad de “anclar” los resultados al conocimiento previo del área de estudio.
- La ubicación de los *clusters* de las manifestaciones termales en la zona de interés.

Para esta tarea se definió un mapa (Figura 67) donde se graficó la posición de cada dato sobre el mapa geológico para correlacionarlos con las estructuras de interés y unidades aflorantes. Sobre este mapa se propusieron cinco perfiles. En estos perfiles se dividieron en celdas a cada 500 mts. Este espaciado considera tanto el muestreo de campo de los datos gravimétricos, como la necesidad de proyección de la posición de los sondeos MT a la posición de los perfiles, así como que las líneas de vuelo aeromagnéticas fueron tomadas dirección N-S con separación de 1 km entre ellas. La localización de estos perfiles permite tener un panorama regional de la zona de

estudio y, al mismo tiempo, cubrir perfectamente la zona de interés que es la parte central del lago.

Además del espaciado horizontal de las celdas, la resolución de cada sección 2D a invertir está limitada por tres factores, el número de datos por perfil, el número de celdas a profundidad del mallado y el número de técnicas a invertir; esto debido a que el programa tiene la capacidad de trabajar hasta un número de nodos cercano a 10,000.

El tiempo de computo en este caso, con el perfil más largo (55 km de longitud), realizando los cálculos para las 3 técnicas fue cercano a 32 horas, estos tiempos decrecieron al invertir perfiles de menos longitud o en los casos de utilizar únicamente dos técnicas o inversión individual.

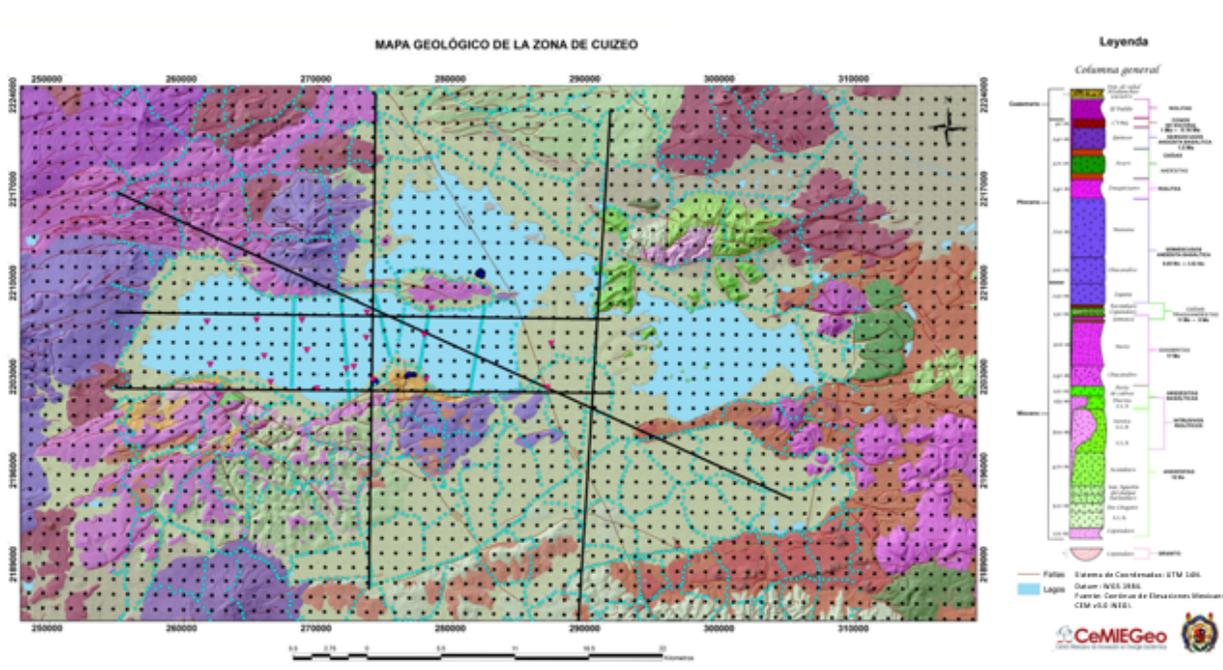


Figura 67: Localización de los 5 perfiles que se prepararon para inversión conjunta en relación al muestreo de cada tipo de técnica. Se indica el muestreo gravimétrico (en puntos azul cielo), magnetométrico (en puntos negros) y magnetotelúrico (en puntos rojos). La localización de manifestaciones termales se indica en puntos azul marino.

Lo siguiente fue escoger y preparar las anomalías de entrada que, de acuerdo al objetivo de exploración, que es el análisis regional del área para detectar los límites del sistema hidrotermal. Para esto se utilizaron la anomalía completa de Bouguer calculada de los datos PEMEX-CFE, la anomalía aeromagnética reducida al polo calculada de los datos del SGM y los 19 sondeos de MT obtenidos como parte del proyecto 17 del CeMIE-Geo.

En los datos magnéticos se analizó si el mapa estaba balanceado mediante el simple cálculo del máximo, el mínimo y la media para los datos para identificar efectos de una parte de dipolos que están fuera de la extensión de los datos. En este caso, existía una media en 1.59592 nT; lo que indicaba un muy pequeño efecto de la parte positiva de un dipolo fuera del mapa. Únicamente se restó ese valor a los datos para eliminar ese efecto.

En el caso de la anomalía completa de Bouguer se colocó un nivel de referencia (*anomalía regional*) en la parte superior del máximo gravimétrico del área por donde pasan los perfiles. Se restó ese valor a todos los datos para así tener un enfoque de exploración de cima a base y encontrar déficit de masas. Esta operación lleva implícito el pensar que las anomalías que se obtienen son debidas exclusivamente a deficiencias de masa existentes sobre el basamento en el área.

En el caso de los datos magnetotéluricos fue necesario extraer los valores de frecuencia, resistividad y fase para los modos TE y TM de los archivos .edi ya corregidos por *static shift* y rotados en la dirección del perfil al que van a pertenecer manualmente (por lo que algunos sondeos que formaron parte de perfiles W-E y N-S había que hacerlo ambas veces) y organizarlos en 4 columnas (modo, frecuencia, resistividad y fase) para cada uno de los 19 sondeos, trabajo que no es difícil pero requiere su tiempo y atención.

Se construyeron también los archivos de entrada de los datos de gravimetría, magnetometría y MT para cada perfil (Figura 68), donde básicamente se crea una tabla en donde existe un pequeño encabezado con información referente al tipo de datos, la distancia en el eje X de cada dato muestreado del perfil, la elevación a la que se tomaron los datos (en el caso de los datos potenciales), el valor de anomalía y la precisión asociada a ese dato, esta última es un factor importante pues es la tolerancia que se dará a ese dato para ser ajustado mediante el modelo de inversión y se convierte en una herramienta para asignar valores de confiabilidad según el tipo de observación y los efectos potenciales de interpolación. En el caso de datos de MT, se asignó el rango de error a partir de las curvas de resistividad y fase obtenidas de las series de tiempo.

La precisión (valor  $\sigma$ ) usada en los datos aeromagnéticos fue de 4 nT para todos los nodos, para los datos gravimétricos fue de entre 0.1 a 2 mGal dependiendo de la distancia del nodo respecto a el dato de campo más cercano, habiendo más precisión cuando el nodo caía sobre un dato, y para MT precisión de 0.21, 0.43 y 0.86 décadas dependiendo de la desviación presente en las curvas de resistividad de los datos de campo.

```

*****GV.INP*****
**** input file for Gravity DATA Perfil 05 ground survey gravity data
****Maximum transverse extension for 2 1/2D (m)
100
X      Depth  Grav_anomaly  precision
(m)   (km)      (mGal)         (mGal)
0      0       -27.3          0.2
0.5    0       -27.1          0.6
1      0       -27.2          0.6
1.5    0       -27            0.2
2      0       -26.6          0.2
2.5    0       -25.6          0.6
3      0       -24.7          1.2
3.5    0       -23.9          1.8
4      0       -23.1          1.2
4.5    0       -22.1          0.6
5      0       -20            0.2
5.5    0       -19.3          0.6
6      0       -19.9          1.2
6.5    0       -19.3          1.2
7      0       -18.7          1.8
7.5    0       -18.1          1.8
8      0       -17.6          1.2
8.5    0       -17.1          1.2
9      0       -16.6          0.6
9.5    0       -16.2          0.2
10     0       -15.6          0.6
10.5   0       -14.8          0.6

*****MT.INP*****
**** input file for MT.DATA Perfil05
MT-mode  X-site  FreqHz  Rho=AP  Precision  Phase  Precision
" 1=>TE,2=>TM (km) (Hz) (ohm-m) (%) (Degrees) (Degrees)"
1 20.5 10260 1.991574 50 45.46963 15.00123
1 20.5 8000 1.914422 50 44.58214 15.00123
1 20.5 5996 1.897652 50 43.77161 15.00123
1 20.5 4496 2.012521 50 42.46223 15.00123
1 20.5 3318 2.034986 50 41.16328 15.00123
1 20.5 2474 2.16885 50 42.87375 15.00123
1 20.5 1864 2.122393 50 42.11477 15.00123
1 20.5 1376 2.16874 50 40.92644 15.00123
1 20.5 1026 2.187997 50 40.18768 15.00123
1 20.5 766 2.251248 50 38.89089 15.00123
1 20.5 572 2.266564 50 38.06119 15.00123
1 20.5 426 2.384144 50 36.65652 15.00123
1 20.5 318 2.544312 50 35.65543 15.00123
1 20.5 236 2.73451 50 34.2018 15.00123
1 20.5 176 2.961513 50 32.26433 15.00123
1 20.5 132 3.175953 50 30.7728 15.00123
1 20.5 98 3.508549 50 29.0342 15.00123
1 20.5 74 3.763958 50 27.15331 15.00123
1 20.5 57 4.396345 50 26.51002 15.00123
1 20.5 40 5.3429 50 24.55871 15.00123
1 20.5 30 6.324984 50 23.93644 15.00123
1 20.5 22 7.416799 50 23.87573 15.00123
1 20.5 15 9.194446 50 24.96175 15.00123

```

Figura 68: Ejemplo de archivos de entrada para gravimetría y MT del perfil 5.

Posteriormente se crearon los modelos *a priori*, que en este caso fueron modelos homogéneos de densidad igual a cero  $\text{gr/cm}^3$ , magnetización igual a cero  $\text{A/m}$  y resistividad de 100  $\text{ohm-m}$ . Como el programa trabaja con contrastes de magnetización ( $J$ ) y no con contrastes de susceptibilidad magnética ( $k$ ), se puede transformar de uno al otro ante la presencia del campo geomagnético ( $H$ ) al emplear la relación  $J = k * H$ , como se refiere en el marco teórico. Es posible realizar modelos iniciales más complejos; sin embargo, en esta ocasión se optó por un modelo homogéneo para dejar que las estructuras del modelo de inversión fueran alimentadas únicamente por los datos de entrada y no por un modelo preconcebido muy elaborado.

Las condiciones de frontera se definieron como un modelo que permite la desviación estándar de los datos en 10% a lo largo de todo el mallado, luego en el área dentro de  $\pm 20$  km a los extremos del perfil una desviación permitida de  $1 \times 10^7$  (valor arbitrario muy grande para que los modelos tengan libertad dentro de la zona de los perfiles) y finalmente una frontera inferior a partir de los 5 km de profundidad para los datos potenciales y de 50 km para los datos magnetoteléuricos que permite variar 0.00001 (valor arbitrario muy pequeño para evitar que las anomalías se propaguen a profundidad y busquen más bien crear estructuras horizontales). De esta forma, se limita la interacción de los datos potenciales a más de los 5 km de profundidad mientras se permite que los contactos en profundidad sean propuestos por los datos MT.

Los parámetros de inversión presentes en el encabezado son: el tipo de inversión a realizar (separada o conjunta), el número de imágenes a analizar y el número de tipos de datos a invertir. Se definen también el factor de relajación en el cálculo de covarianza, el factor de relajación  $\beta$  (100 de inicio y 0.1 como valor final), así como el número de pasos (6 en este caso) que se calcularán. Se define también un parámetro sobre la convergencia de la función de gradientes cruzados, el tipo de pivoteo entre imágenes para cada paso de las iteraciones internas del proceso y el factor de suavizado  $\alpha$  presente en la función objetivo para cada tipo de dato (Figura 69).

```

header.inp — Edited
**** Processing parameters for multiple joint inversion ****f
**** using the program MXCRSS Perfil05 ****
*****
**** commented rows can not be omitted ****
*****
**** Processing parameters (global and inner cycles) ****
*****
**** Type of process:
**** 0 => Separate inversion
**** 1 => Joint inversion
1
**** Number of images to analyse
3
**** Number of data groups
3
**** models which the data groups are sensitive to
1 2 3 (GV-MG-MT)
**** Model covariance computations
**** 0 => No covariance required
**** 1 => Covariance required
0
**** Relaxation factor for damping parameters in covariance computation
**** 0<f<1 (it is only used if the covariance matrix is required)
**** f=1 => No relaxation
**** f=0 => Total relaxation (no damping effect)
1
**** Initial chisquare (beta), final required chi square, number of steps
100, 0.1, 6
**** Maximum of internal (tao-) iterations
5
**** Model convergence to stop process (%)
1
**** Cross-gradient normalisation 0=> unnormalized, 1=> normalised (angles)
0
**** Cross-gradient convergence (rms of cross-gradients or angular difference in seconds)
1e-3
**** Pivoting image ( 0 => optimal/variable pivoting)
0
*****
**** GRID INFORMATION ****
*****
**** Number of cells (horizontal and vertical)
122 33
**** X coordinates of the nodes
-500, -100, -50, -20, -5, -2, 0,
0.5, 1, 1.5, 2, 2.5,
3, 3.5, 4, 4.5, 5,
5.5, 6, 6.5, 7, 7.5,
8, 8.5, 9, 9.5, 10,
10.5, 11, 11.5, 12, 12.5,
13, 13.5, 14, 14.5, 15,

```

Figura 69: Ejemplo de archivo encabezado con los parámetros de inversión y la definición del mallado para el perfil 5.

También se determinaron la geometría del mallado con una celda por dato dentro del perfil y celdas con incremento exponenciales hasta  $\pm 500$  km a los lados del perfil para simular capas infinitas y evitar efectos de borde, así como celdas con profundidades en el rango de 0 hasta 50 km con un incremento exponencial.

Una vez creados los archivos de entrada, se ingresaron al programa para convertirlos en archivos binarios con los cuales el software pudiera comenzar a correr los modelos por perfil. Se realizaron primero inversiones separadas de cada técnica por perfil y posteriormente inversiones conjuntas.

### 4.3 PARAMETROS DE INVERSIÓN

Al obtener resultados después de correr el proceso de inversión hay que tener ciertas consideraciones en mente para asegurar que los modelos sean válidos, ya que, dependiendo de los parámetros seleccionados, los modelos resultantes pueden estar muy lejos de las condiciones reales de la zona de estudio.

Los criterios que se tomaron en cuenta en este trabajo fueron (1) la primera iteración resultante debe ser un modelo con bajos contrastes de la propiedad física, pues se parte de un modelo *a priori* homogéneo, si esto no se cumple es necesario revisar los parámetros de suavizado  $\alpha$ , (2) debe buscarse en cada iteración el ajuste de chi-cuadrada respecto al valor  $\beta$  objetivo, (3) los datos calculados a partir del modelo de inversión se deben de ajustar a los datos observados en campo, (4) los contrastes de densidad resultantes deben ser posibles en el contexto geológico del área de estudio, es decir, contrastes validos según lo establecido por la física de rocas y (5) debe de existir congruencia entre los diferentes perfiles que se sometan al proceso de inversión pues todos provienen del mismo contexto geológico, es decir, los perfiles deben ser correlacionables.

Para encontrar los parámetros ideales de inversión que permitan cumplir las consideraciones anteriores para todos los perfiles se recurrió a una metodología empírica, que consiste en mantener constantes algunos parámetros iniciando con valores fijos para  $\sigma$  y  $\alpha$  e ir variándolos en un proceso iterativo hasta encontrar una serie de valores óptimos que permitieron obtener resultados similares en diversos perfiles. Para que esto, fue necesario organizar los datos de salida y registrar una bitácora de cambios considerando que cada experimento representó una cantidad de tiempo entre 15 y 32 horas dependiendo principalmente de la longitud del perfil (Figura 70).

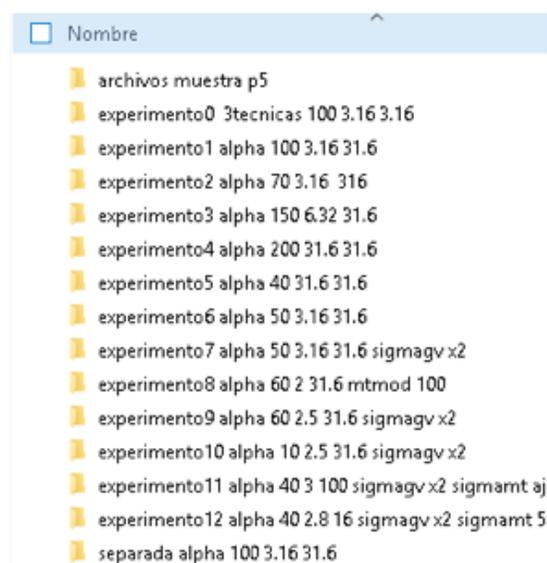


Figura 70: Ejemplo de la organización de archivos de salida del perfil 5 por experimento para encontrar valores óptimos para los parámetros de inversión.

Finalmente, los parámetros óptimos para obtener los mejores resultados en los cinco perfiles de inversión fueron:

La desviación estándar ( $\sigma$ ) para los datos de gravimetría fue entre 0.1-2 mGal, dependiendo de la posición del nodo sobre el perfil respecto al muestreo de campo; para magnetometría fue de 4 nT para todos los datos, pues todos fueron tomados en el aire y es un valor típico de la precisión del instrumento; finalmente, se consideraron valores entre 0.21-0.86 décadas en la escala logarítmica, para los datos magnetotéluricos.

El factor de suavizado para los datos gravimétricos fue de  $\alpha_{gv}=40$ , para los datos magnetométricos  $\alpha_{mg}$  de entre 2.5 a 4, y de los datos magnetotéluricos de  $\alpha_{MT}=100$ . Entre más grande es este factor, más suavizado será el modelo de contrastes, por lo que la idea era buscar un valor lo más pequeño posible para obtener el mejor detalle sin que provocará desajuste en los otros tipos de datos.

Una vez terminado el proceso de inversión en un perfil, se tomaron los datos del modelo resultante en un archivo de datos que contenía la posición de cada esquina del mallado y los valores de cada propiedad física correspondientes al número de técnicas de entrada para la inversión para poder graficar los resultados de cada iteración mediante el método de interpolación “vecinos cercanos” conociendo muy bien la geometría de los datos para poder reproducir el mallado en el graficador (Figura 71).

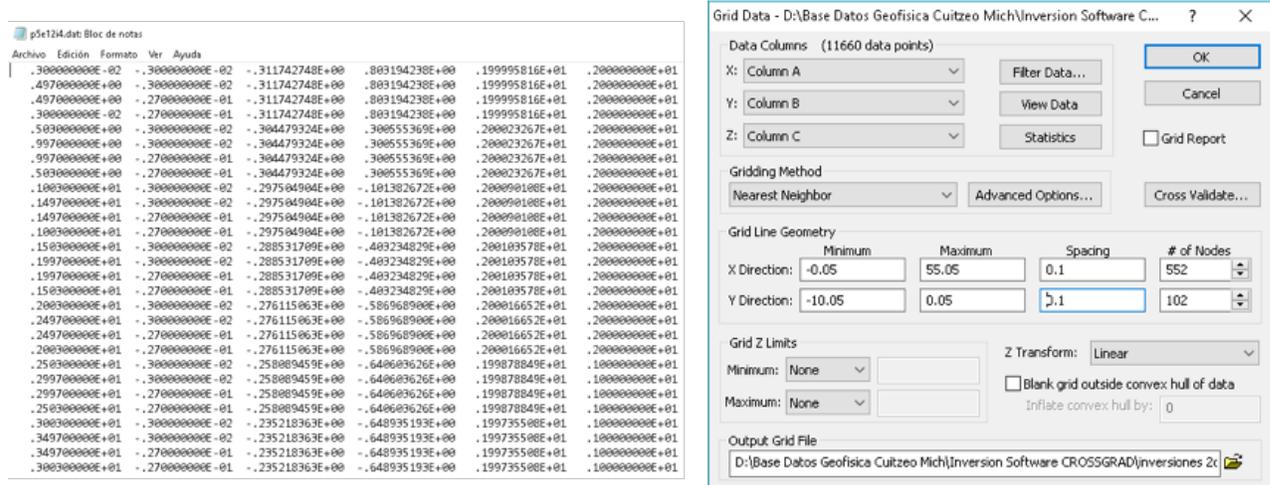


Figura 71: Ejemplo de archivo de datos de salida y la forma de graficarse.

#### 4.4 RESULTADOS OBTENIDOS CON INVERSIÓN CONJUNTA POR PERFILES

Los perfiles de inversión se enumeraron como se observa en la Figura 72. Los perfiles número 1 y 2 están orientados N-S, el 3 y el 4 están orientados W-E y el número 5 tiene orientación NW-SE. De estos, únicamente tres perfiles cuentan con datos de las tres técnicas, uno más con datos potenciales únicamente y otro con magnetometría y MT debido a la distribución de los datos.

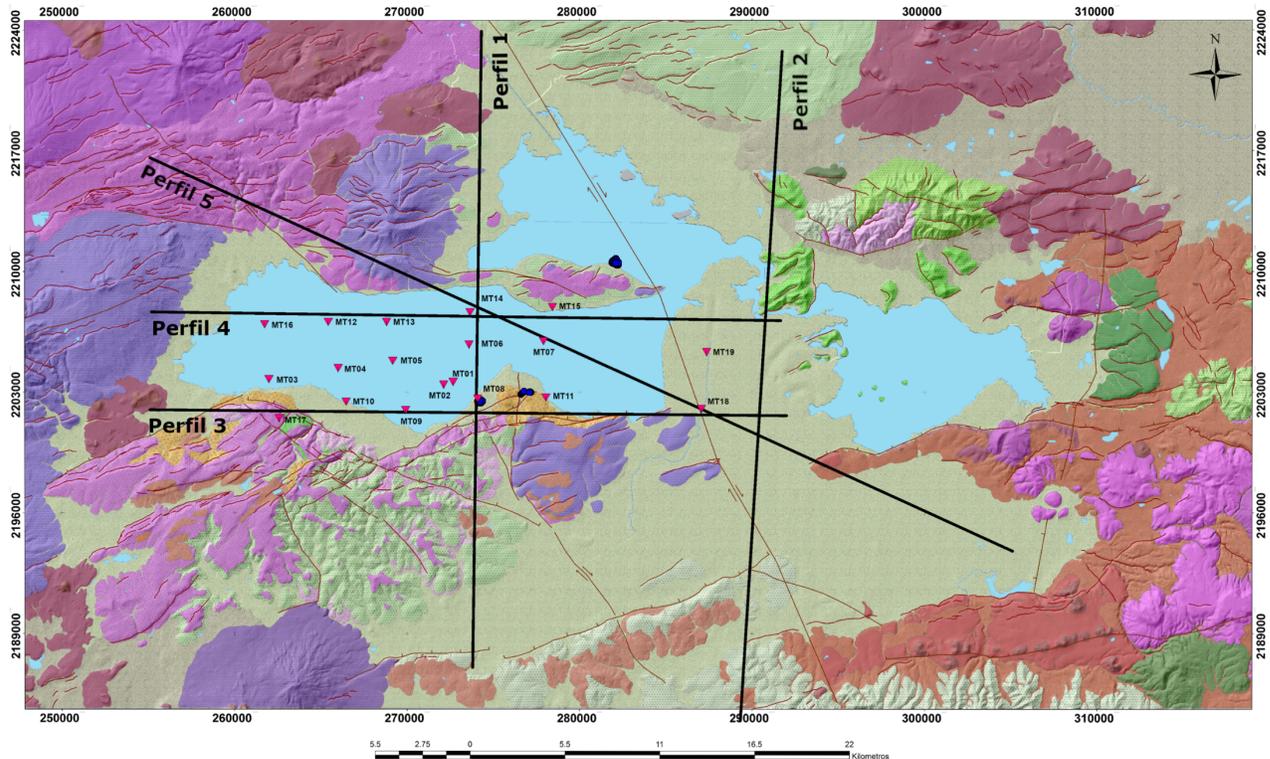


Figura 72: Localización e identificadores de cada perfil de inversión.

A continuación, se presentan los resultados de inversión por perfil con los parámetros optimizados para todos los perfiles mediante una imagen que representa los modelos de cada tipo de técnica en cada una de las 6 iteraciones del proceso (en la 4ta iteración el objetivo es ajustar a  $\beta = 1$ ). En cada modelo de 35 a 55 km de longitud y 10km de profundidad se especifica el valor de los contrastes de la propiedad física correspondiente (densidad, magnetización y resistividad) donde la distribución de color por cada modelo esta ajustada a su propio histograma con la finalidad de resaltar las estructuras formadas en cada iteración del proceso, aunque esto significa que las imágenes no son comparables entre sí mediante el uso de los colores. También se presenta el análisis de RMS por cada iteración y la reproducción de las curvas de entrada calculadas por el modelo en la cuarta iteración respecto a los datos observados.

Perfil 1

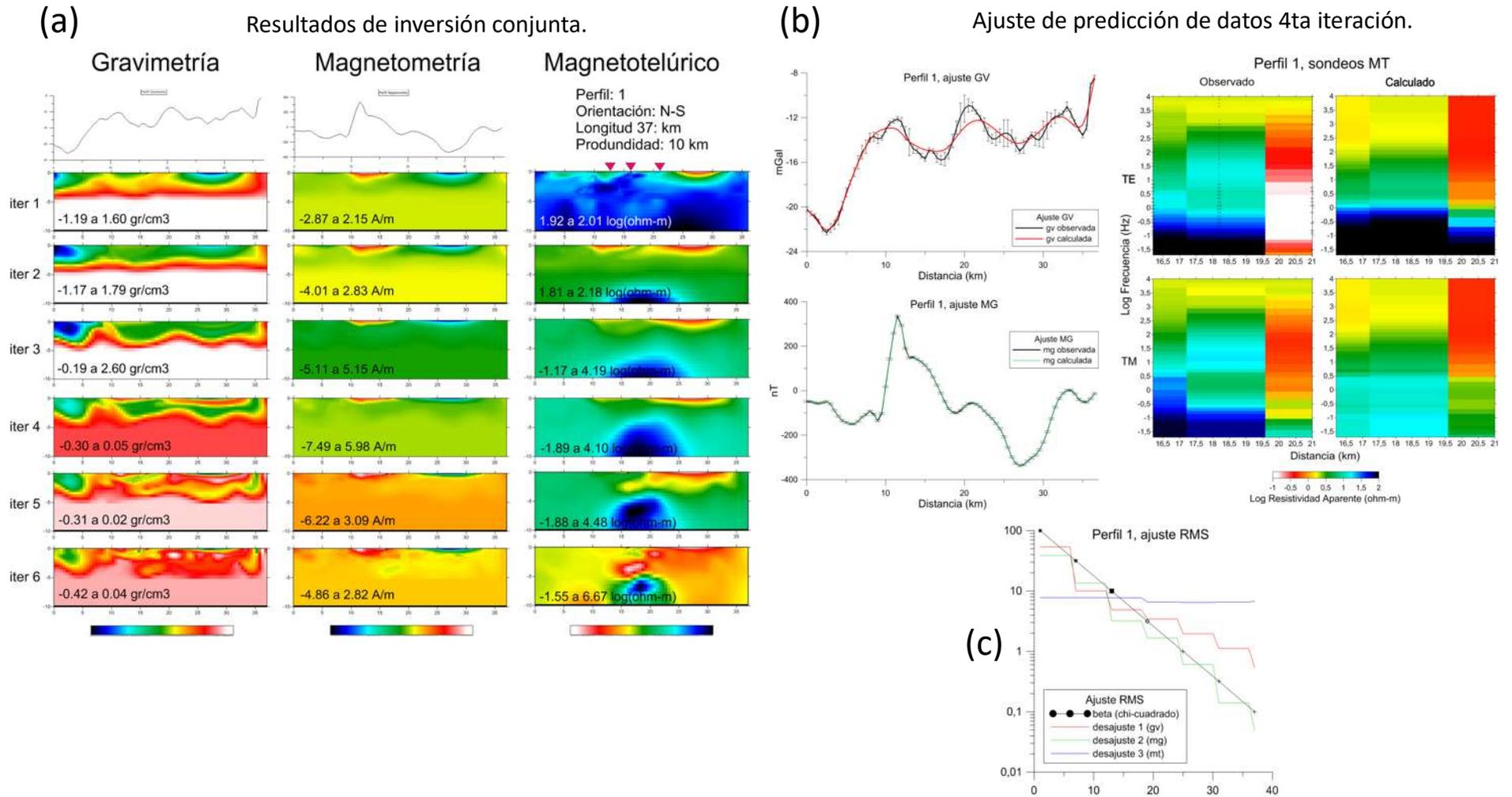
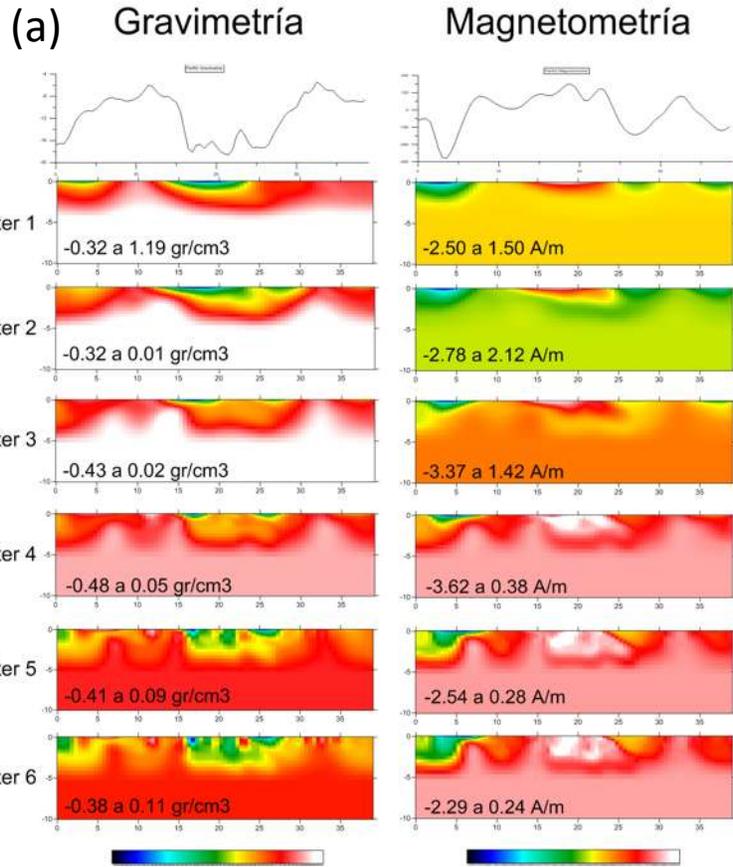


Figura 73: (a) Resultados de inversión conjunta para cada iteración del ciclo externo, (b) Predicción de las curvas de entrada y (c) Análisis RMS para el perfil 1.

Perfil 2

Resultados de inversión conjunta



Perfil: 2  
 Orientación: N-S  
 Longitud: 39: km  
 Profundidad: 10 km

Ajuste de predicción de datos 4ta iteración.

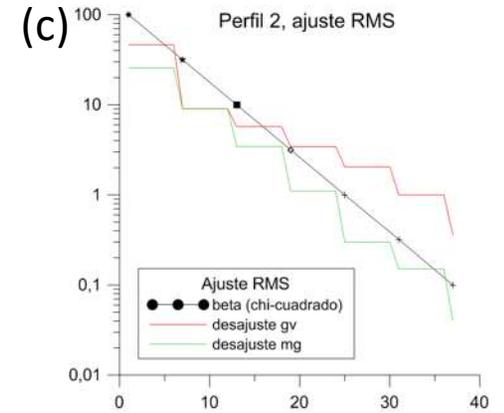
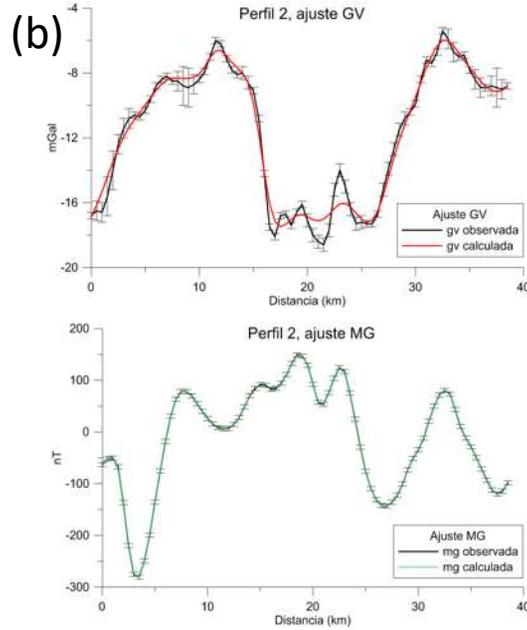


Figura 74: (a) Resultados de inversión conjunta para cada iteración del ciclo externo, (b) Predicción de las curvas de entrada y (c) Análisis RMS para el perfil 2.

Perfil 3

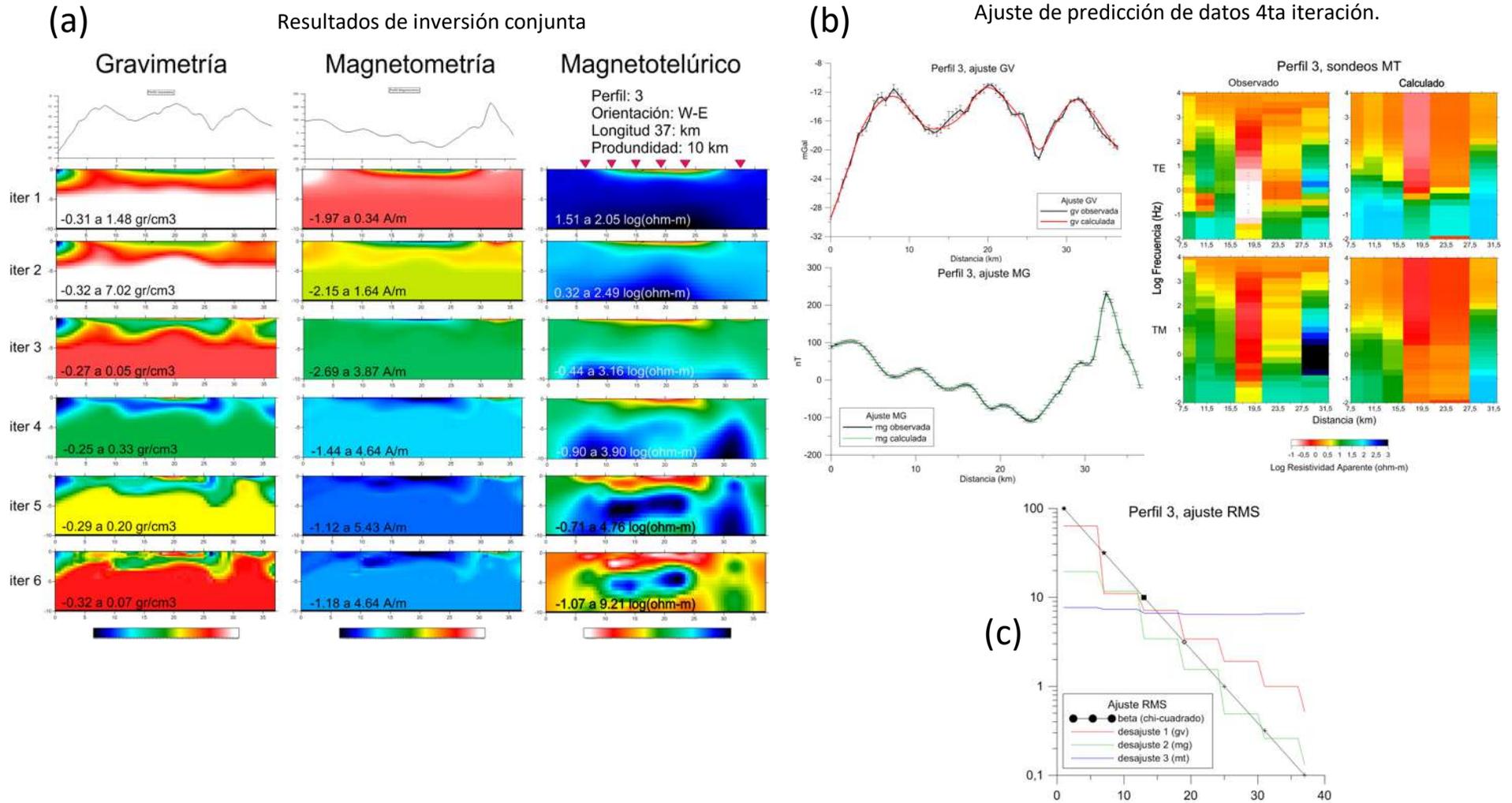


Figura 75: (a) Resultados de inversión conjunta para cada iteración del ciclo externo, (b) Predicción de las curvas de entrada y (c) Análisis RMS para el perfil 3.

Perfil 4

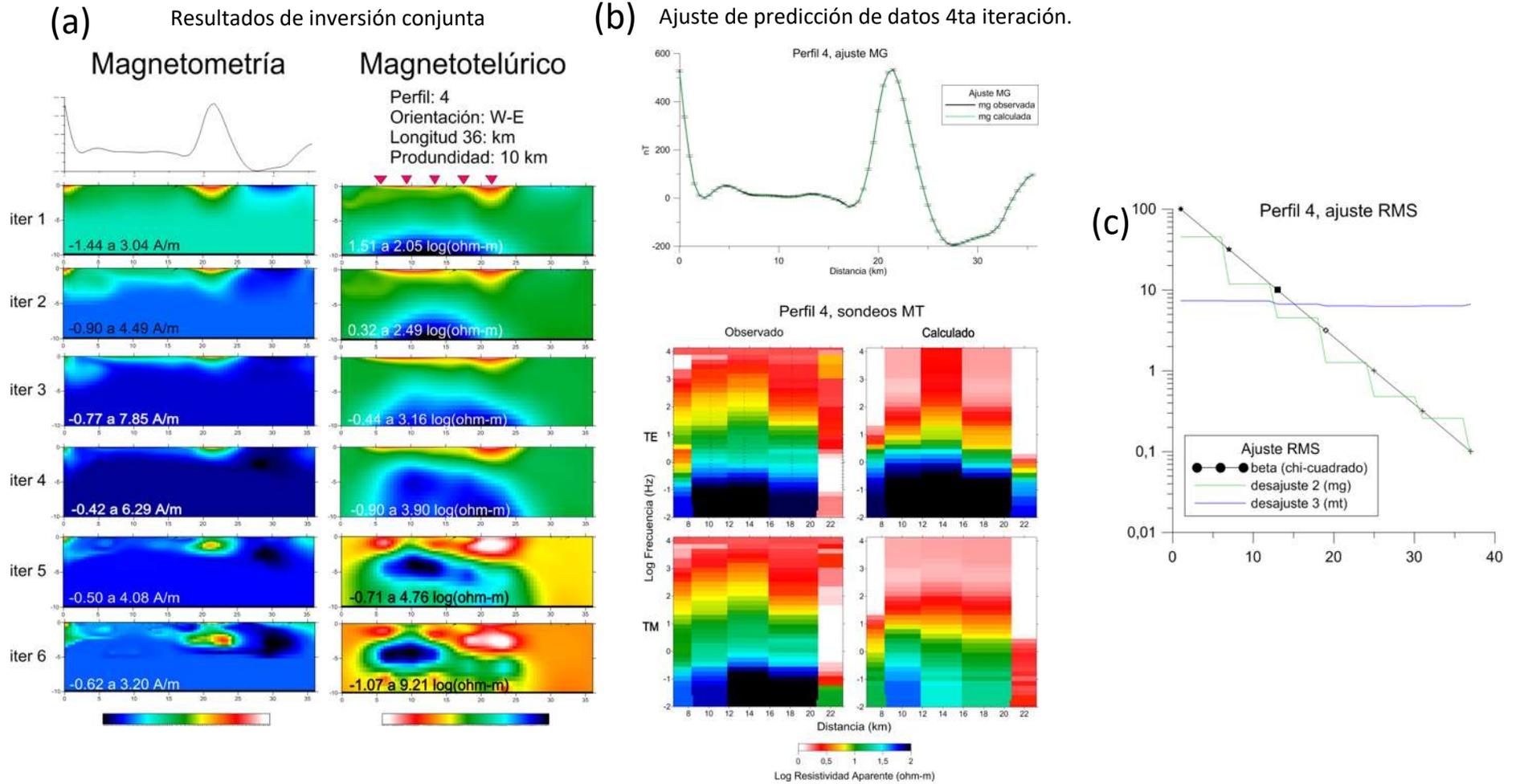


Figura 76: (a) Resultados de inversión conjunta para cada iteración del ciclo externo, (b) Predicción de las curvas de entrada y (c) Análisis RMS para el perfil 4.

Perfil 5

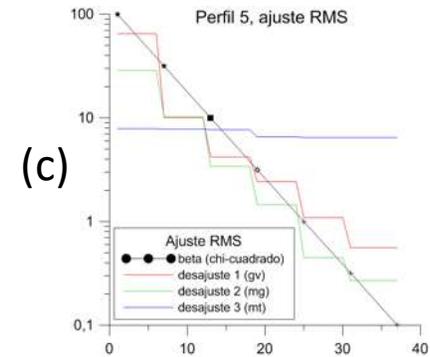
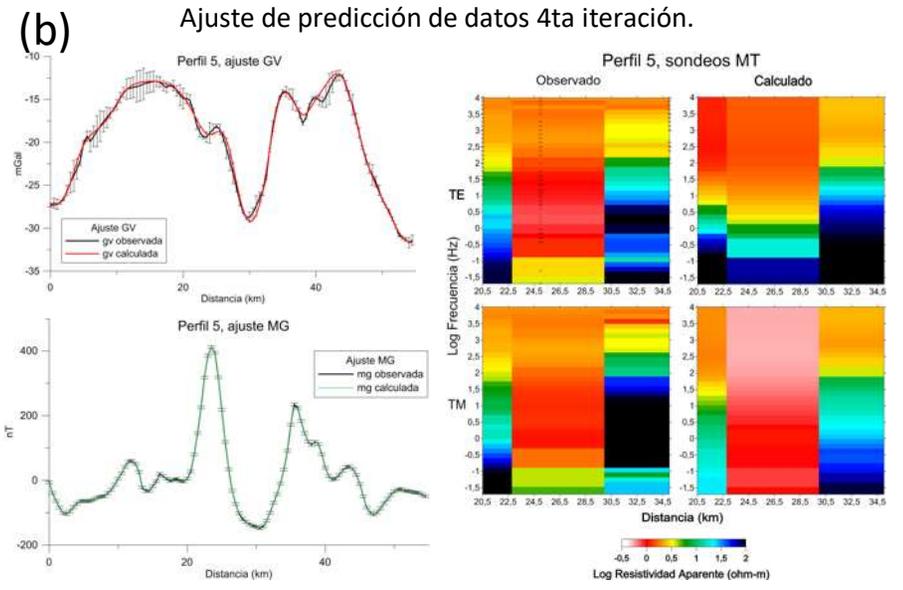
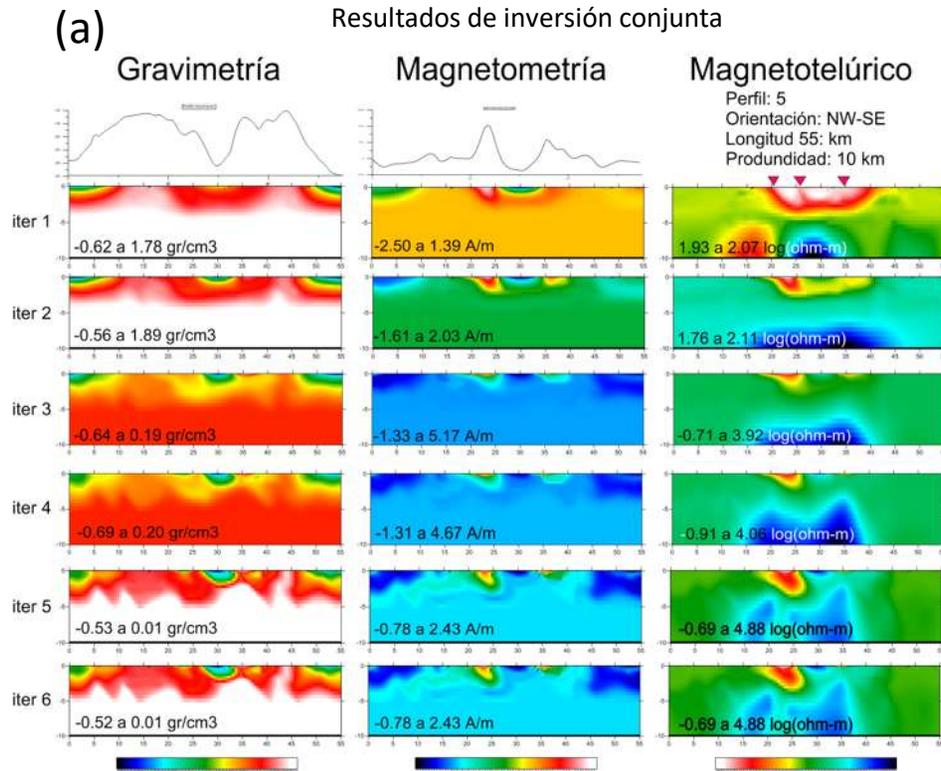


Figura 77: (a) Resultados de inversión conjunta para cada iteración del ciclo externo, (b) Predicción de las curvas de entrada y (c) Análisis RMS para el perfil 5.

En general, se aprecia en la primera iteración de los perfiles de inversión (figuras 73-77) que los modelos en los 5 perfiles inician con modelos suaves de pocos contrastes, conforme las iteraciones avanzan se van creando estructuras más complejas, que se consideraron con una interpretación geológica posible y válida hasta la 4ta iteración. De igual forma, los contrastes de las propiedades físicas son más pequeños al iniciar el proceso y comienzan a ser más grandes conforme se avanza a la 6ta iteración; sin embargo, para ese punto los contrastes pueden ser superiores a los contrastes esperados en la zona de estudio.

Se observa que el método gravimétrico resuelve las anomalías positivas mediante cuerpos más densos en profundidad y las anomalías negativas mediante déficit de masa en superficie, mientras que la magnetometría resuelve un medio más homogéneo en donde los máximos y mínimos magnéticos son resueltos como cuerpos someros. Los modelos de densidad y magnetización presentan estructuras hasta un máximo de 5 km, como se especificó en las condiciones de frontera, basadas en los conocimientos previos del área de estudio, permitiendo que las estructuras más profundas sean propuestas por el método magnetotelúrico, que por su naturaleza es más preciso con respecto a los métodos potenciales. Después del análisis de resultados, se tomó la cuarta iteración de todos los perfiles como la mejor respuesta y fue la que se definió como resultados a interpretar.

El MT resuelve los modelos con estructuras poco resistivas en superficie y un aumento gradual en profundidad mediante resistividades de entre 0 a 10,000 ohm-m, rango de valores dentro de lo esperado en el área, sin embargo, el desajuste que presenta respecto a  $\beta$  es relativamente grande (en promedio 8 para todos los perfiles), alejándose del valor 1 ideal. Por otro lado, los modelos gravimétricos presentan un ajuste al  $\beta$  ideal cercano a 3, mientras que los datos magnéticos son los que se lograron ajustar más al valor de  $\beta=1$ .

Respecto a la reproducción de las curvas de entrada, en la cuarta iteración se observa un buen ajuste en los datos magnéticos, mientras que para los datos gravimétricos el desajuste fue mayor respecto a la desviación estándar propuesta; siendo el Perfil 1 el que peor ajuste presenta en zonas donde hay variaciones pequeñas en la curva de entrada, lo que implica que los modelos de inversión no lograron reproducir los efectos de pequeños cuerpos superficiales. Para los datos magnetotelúricos la reproducción de las curvas en los modos TE y TM son en general bastante buenos, teniendo algunos problemas con las frecuencias más bajas de los registros correspondientes las zonas más profundas.

La presencia de datos MT únicamente en el centro de los perfiles genera estructuras con forma de trapecio debido al decaimiento de la señal al alejarse lateralmente de los sondeos MT en cada perfil, considerando las condiciones de frontera definidas en un inicio (en especial la de permitir que únicamente MT genere estructuras más allá de los 5 km de profundidad) surge la duda ¿Cuán diferentes son las estructuras después de los 5 km de profundidad en los modelos de densidad y

magnetización si hubiera un cubrimiento de datos MT a lo largo de todo el perfil? Los resultados sugieren que no habría diferencia pues en los modelos de densidad y magnetización de los 5 perfiles no fue necesario incluir estructuras después de los 5 km y el modelo de resistividad quedó exclusivamente resuelto por los datos MT. Sin influir en ninguna estructura en los demás modelos después de los 5 km de profundidad.

Se pueden mejorar los ajustes de los datos pues, en sentido estricto, los modelos de la cuarta iteración tomados como resultados finales no son aún óptimos según la función objetivo debido a que su residual normalizado es 3 veces superior al ideal en el caso de los datos gravimétricos y 8 veces mayor para los datos magnetoteléuricos. Los datos magnéticos son los más cercanos a un residual estandarizado ideal de 1, cuando  $\beta$  es también la unidad. Mientras que esto puede ser un indicativo de errores intrínsecos en los datos (no absorbidos por la desviación estándar asumida), también pueden indicar que las estructuras menores de algunos modelos no son perceptibles por algunos datos y por lo tanto no es posible encontrar unidades menores estructuralmente compatibles. En este último caso, la regularización por suavidad desalienta el ajuste de los datos al aceptar modelos suaves como válidos.

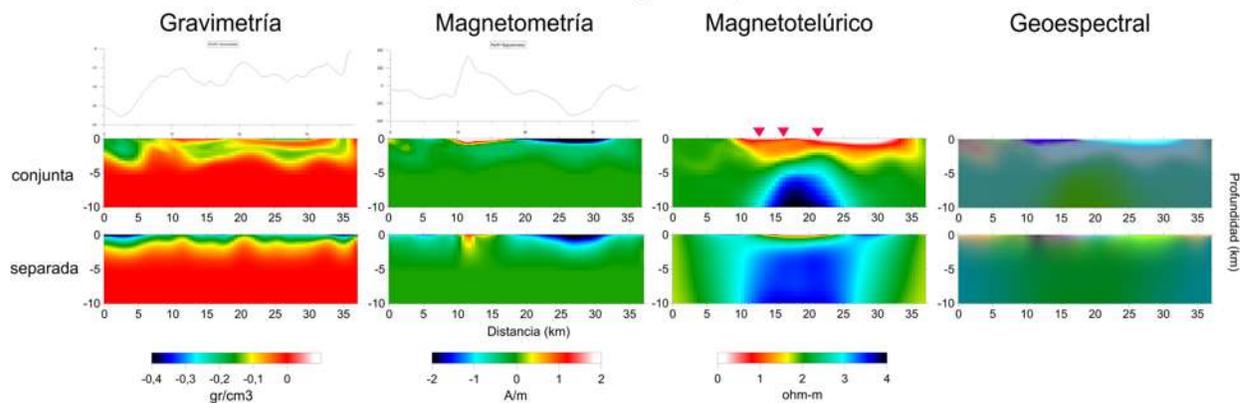
## 4.5 INTEGRACIÓN E INTERPRETACIÓN

### 4.5.1 Comparación con Inversión Independiente de Datos

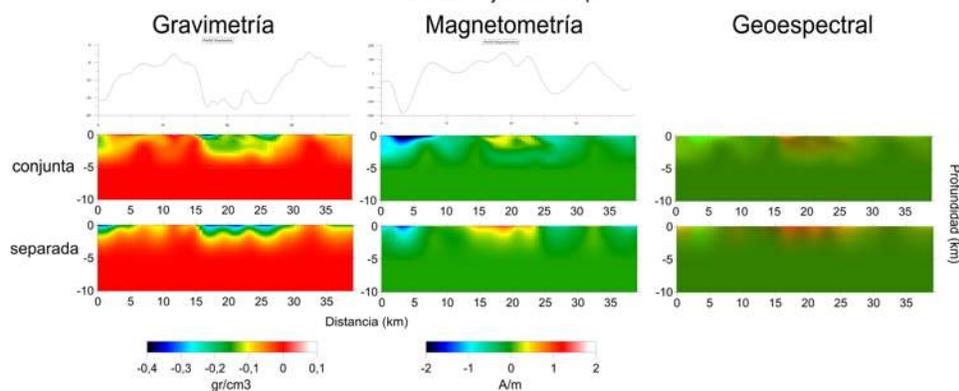
Para poder evaluar la contribución de la inversión conjunta respecto a la separada, se realizó el proceso de inversión de forma tradicional y posteriormente utilizando el criterio de gradientes cruzados con los mismos parámetros de inversión en ambos casos, de esta forma se obtuvo una forma de comparar resultados, de forma que al graficar con la misma distribución de color entre modelos de la misma técnica y entre perfiles, las imágenes son comparables entre si.

Se puede observar en las imágenes geoespectrales que ambos enfoques de inversión (conjunta y separada) mantienen formas y valores de sus propiedades físicas relativamente similares, lo cual es un buen indicio, pues se obtienen productos similares desde enfoques distintos. La verdadera ventaja de realizar inversión conjunta reside en la similitud entre los modelos gravimétricos magnéticos y magnetoteléuricos de un mismo perfil, de esta forma al crear la imagen geoespectral (Figura 78) existe una mejor definición de las estructuras, facilitando así su interpretación.

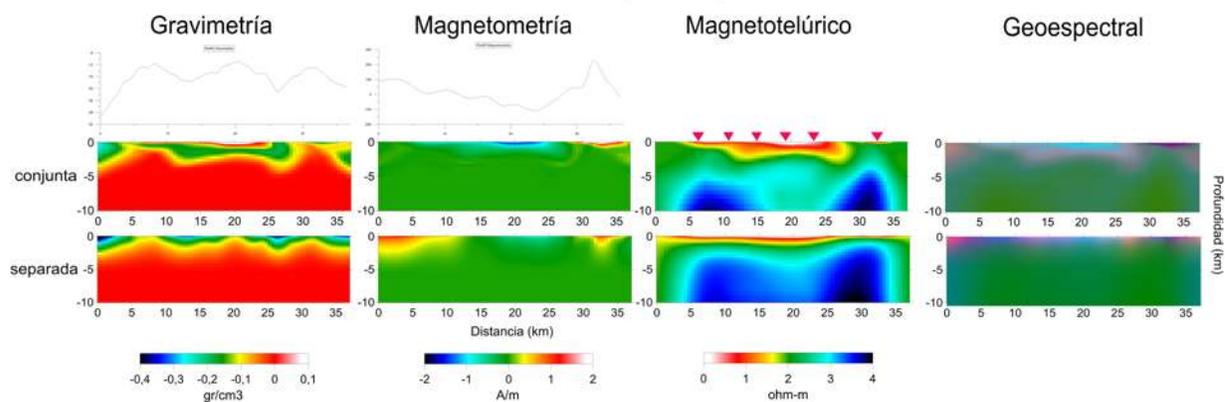
Perfil 1, 4ta iteración  
Inversión Conjunta vs Separada



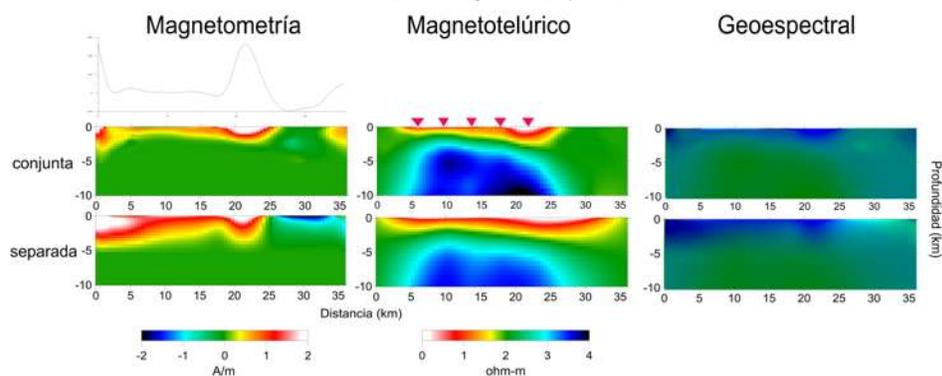
Perfil 2, 4ta iteración  
Inversión Conjunta vs Separada



Perfil 3, 4ta iteración  
Inversión Conjunta vs Separada



Perfil 4, 4ta iteración  
Inversión Conjunta vs Separada



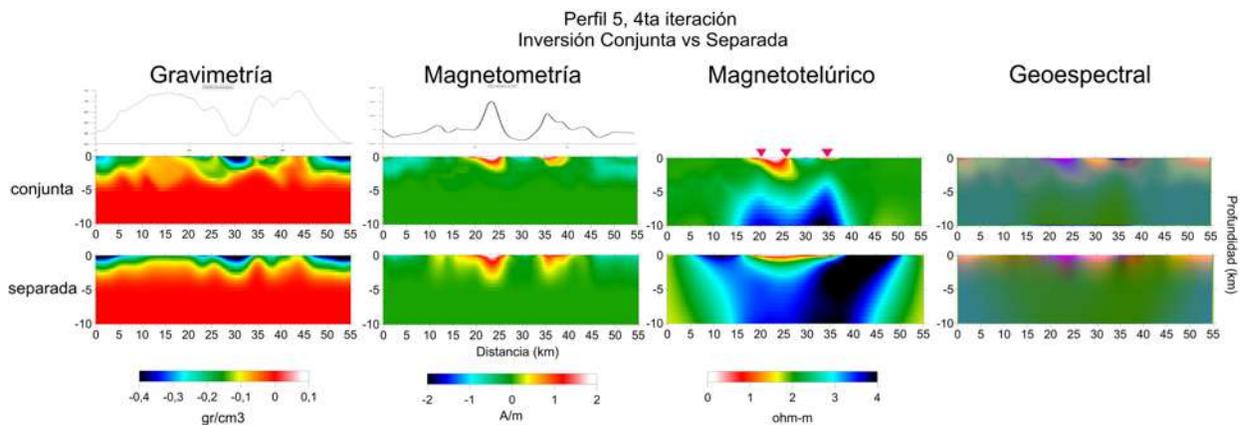


Figura 78: Comparación de secciones 2D invertidas conjuntamente vs. por separado.

#### 4.5.2 Interpretación de Imágenes Geoespectrales

En la zona de estudio se espera encontrar una complejidad estructural con contrastes significativos en algunas de las propiedades físicas debido al origen de los materiales, a la presencia de agua y condiciones de alteración hidrotermal. Mientras que algunos de estos rasgos pueden detectarse con los diferentes datos geofísicos disponibles, la capacidad individual de resolución de cada tipo de dato puede limitar significativamente una interpretación integrada del subsuelo.

Para la interpretación de los datos se diseñó una plantilla por perfil que incluye i) la imagen geoespectral, ii) las curvas de los datos observados por técnica, iii) una porción del mapa geológico por donde pasa el perfil que aporta información lito-estructural y presencia de manifestaciones termales como referencia y iv) histogramas bivariados para el caso de los perfiles invertidos con dos tipos de entrada y trivariado para los perfiles con tres tipos de datos de entrada; de esta forma se puede correlacionar la distribución del color con los valores exactos de cada par o tercia de datos (según sea el caso), ayudando a la interpretación. Por otra parte, el conteo de frecuencias en los histogramas permite distinguir materiales con propiedades físicas similares de forma rápida y sencilla, asociándolas con los colores de las imágenes geoespectrales. El mapa general con la localización de los 5 perfiles puede consultarse en la Figura 72.

Las imágenes geoespectrales presentan buena cantidad de detalles, sobre todo en los primeros 4 km de profundidad, algunas tonalidades tienen continuidad entre las secciones en profundidad. Se lograron identificar 7 unidades *geoespectrales* con diferencias significativas en sus propiedades físicas.

Se enumeraron estas unidades basados en su aparente posición estratigráfica de los más profundo (unidad I) a lo más superficial (unidad VII) como se muestra en la Figura 79. Estas se

pueden agrupar en estructuras horizontales profundas y cuerpos superficiales mediante la relación espacial entre tonalidades de propiedades similares y la integración del contexto geológico-estructural.

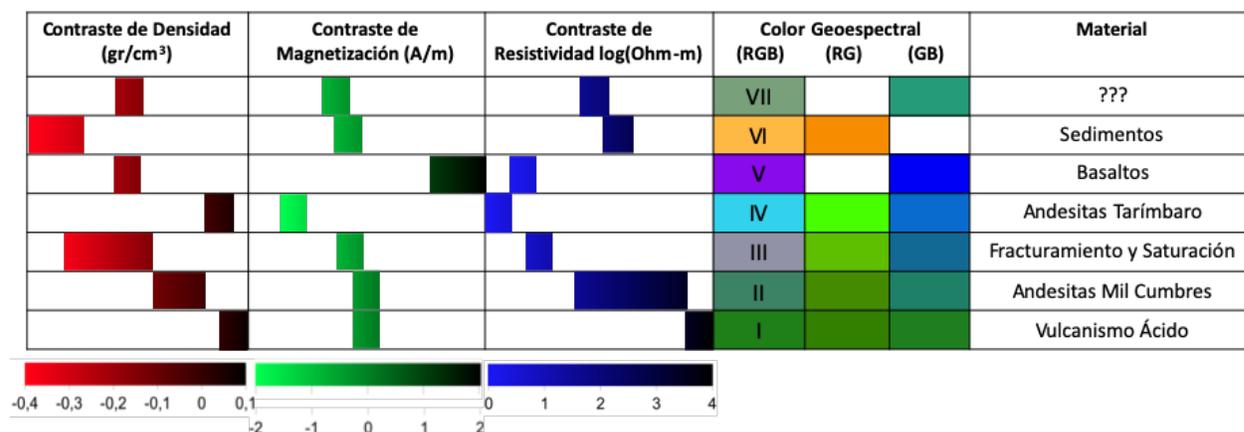


Figura 79. Clasificación de unidades geoespectrales en las imágenes geoespectrales.

La unidad I presenta los valores más altos de densidad y resistividad por lo que se interpreta como un material compacto y poco poroso, también presenta valores de magnetización medios, tomando en cuenta el contexto geológico puede tratarse de un material volcánico ácido, posiblemente el basamento regional que Trujillo-Hernández (2017) propone como granítico. Esta unidad está presente en todas las secciones localizado a partir de los 4-5 km de profundidad hasta el final de las secciones, sin embargo, debido a la homogeneización de la densidad de los materiales debido a la carga litostática en profundidad no es posible diferenciar entre otros materiales a mayor profundidad, por lo que simplemente se denominará como el basamento regional, el cual según Trujillo-Hernández (2017) podría ser de tipo granítico. Parece tener buzamiento hacia el norte pues la profundidad de esta unidad incrementa en esa dirección, también presenta una zona de disminución de su resistividad que se refleja como un ligero cambio en la tonalidad denominada como “la” debajo del poblado de San Agustín del Maíz que ya no está presente en la parte Norte del lago.

La unidad II, también presente en todas las secciones, presenta una mayor variación de su densidad y resistividad que podrían explicarse en presencia de alto fallamiento y fracturamiento, la magnetización presente sigue siendo media con poca variación, lo que sugiere materiales volcánicos ácidos nuevamente. El límite superior de esta unidad se encuentra entre 2 y 3 km siguiendo hasta el contacto con la unidad inferior a 4 km aproximadamente. Esta unidad se puede correlacionar con el complejo andesítico Mil Cumbres del Mioceno superior según lo descrito por Israde-Alcántara (2010) y Gómez-Vasconcelos (2012).

La unidad III presenta resistividades medias a bajas de 600 ohm-m, densidades medias y una disminución de magnetización respecto a las unidades inferiores, un material con características muy bien definidas presente en todas las secciones. Sin embargo, presenta una disminución de densidad hacia el Este denominada "IIIa" diferenciada por una discontinuidad en la horizontalidad del material posiblemente asociada a la falla transformante Tzitzio- Valle de Santiago y otra variación de la densidad bien caracterizada denominada "IIIb" al Oeste. Esta unidad se encuentra a 1 km en su límite superior hasta el contacto bastante irregular con la unidad II en 2 a 3 km de profundidad. Se asoció a posiblemente al acuífero regional alojado en una porción del complejo andesítico Mil Cumbres del Mioceno Superior altamente fracturado debido a la interacción del fallamiento NE-SW con basculamiento hacia el Norte y el fallamiento NW-SE (CemieGeo P17, 2017) con posible alteración hidrotermal.

La unidad IV es un material muy denso, pero con los valores más bajos de magnetización y resistividad que desde la superficie hasta los 500 a 800 m de profundidad, asociado al material andesítico de 19 Ma denominado por Trujillo-Hernandez (2017) como andesitas Tarímbaro y a depósitos ignimbríticos de origen diverso que sobreyacen las andesitas del complejo Mil Cumbre.

La unidad V presenta densidad media y magnetización muy alta que sugiere un material volcánico básico, también presenta baja resistividad y se encuentra en forma de 3 cuerpos bien delimitados, de los cuales dos son correlacionables en superficie con un cuerpos basálticos en forma de escudo pequeño correspondientes a edades de entre 6 a 3 Ma, mientras que los uno se encuentra por debajo de los sedimentos lacustres según la cartografía a una profundidad de hasta 2 km, presenta un aumento de magnetización que lo diferencia de los anteriormente mencionados que podría relacionarse con el vulcanismo similar al volcán Quinceo-Tetillas de 1 a 1.5 Ma.

La unidad VI presenta densidad baja con variaciones, así como magnetización y resistividades medias, debido a su posición concordante con el depocentro del lago de Cuiteo es asociable a materiales volcanosedimentarios de espesor considerable.

La unidad VII presenta valores de densidad, magnetización y resistividad medios, se encuentra localizado dentro de la unidad II como un pequeño cuerpo superficial no mayor a 0.5 km de profundidad al noroeste del área de estudio y a un cuerpo a 3 km de profundidad aproximadamente cerca del centro del lago que parece ser producto de una disminución pequeña en la magnetización de la unidad II.

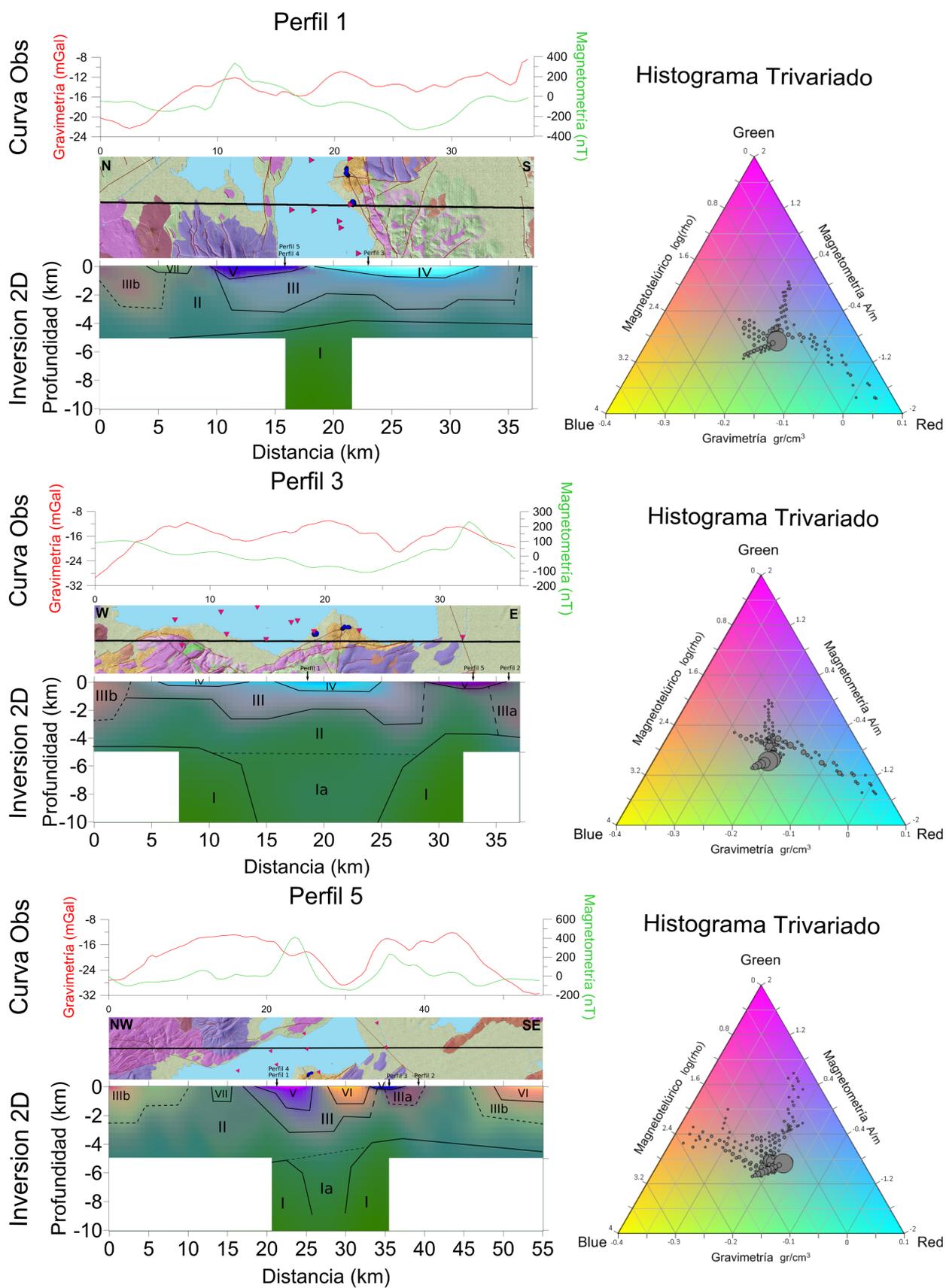


Figura 80: Interpretación de imagen geoespectral de perfiles 1, 3 y 5.

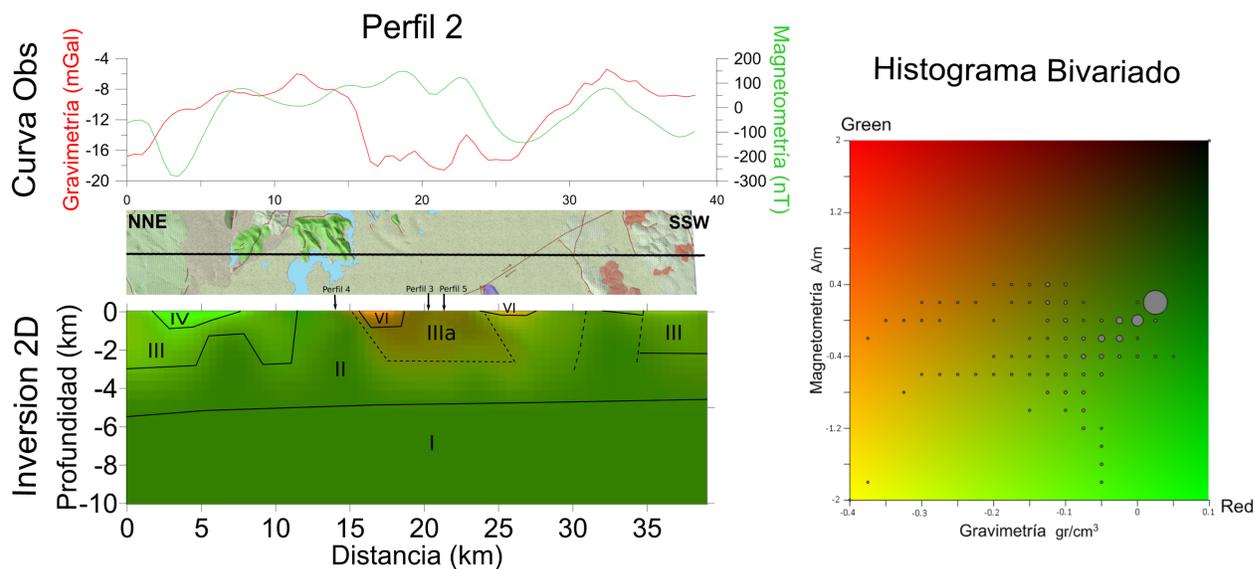


Figura 81: Interpretación de imagen geoespectral del perfil 2.

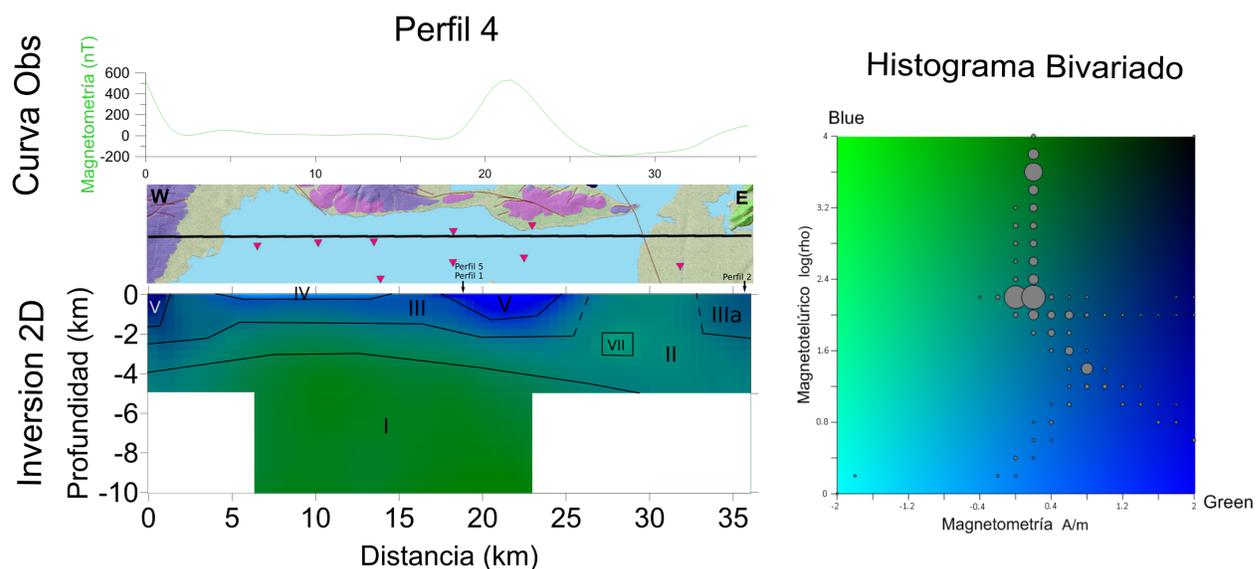


Figura 82: Interpretación de imagen geoespectral del perfil 4.

La integración geológico-geofísica de las imágenes se realizó (1) asociando las tonalidades identificadas a unidades geológicas mencionadas en la literatura, incluyendo la información del mapa geológico o describiendo sus características de no haber sido mencionadas con anterioridad y (2) ubicando las secciones espacialmente facilitando identificar su relación con otros perfiles, ayudándose también de los mapas de planta gravimétrico y magnético para determinar su extensión (Figura 83).

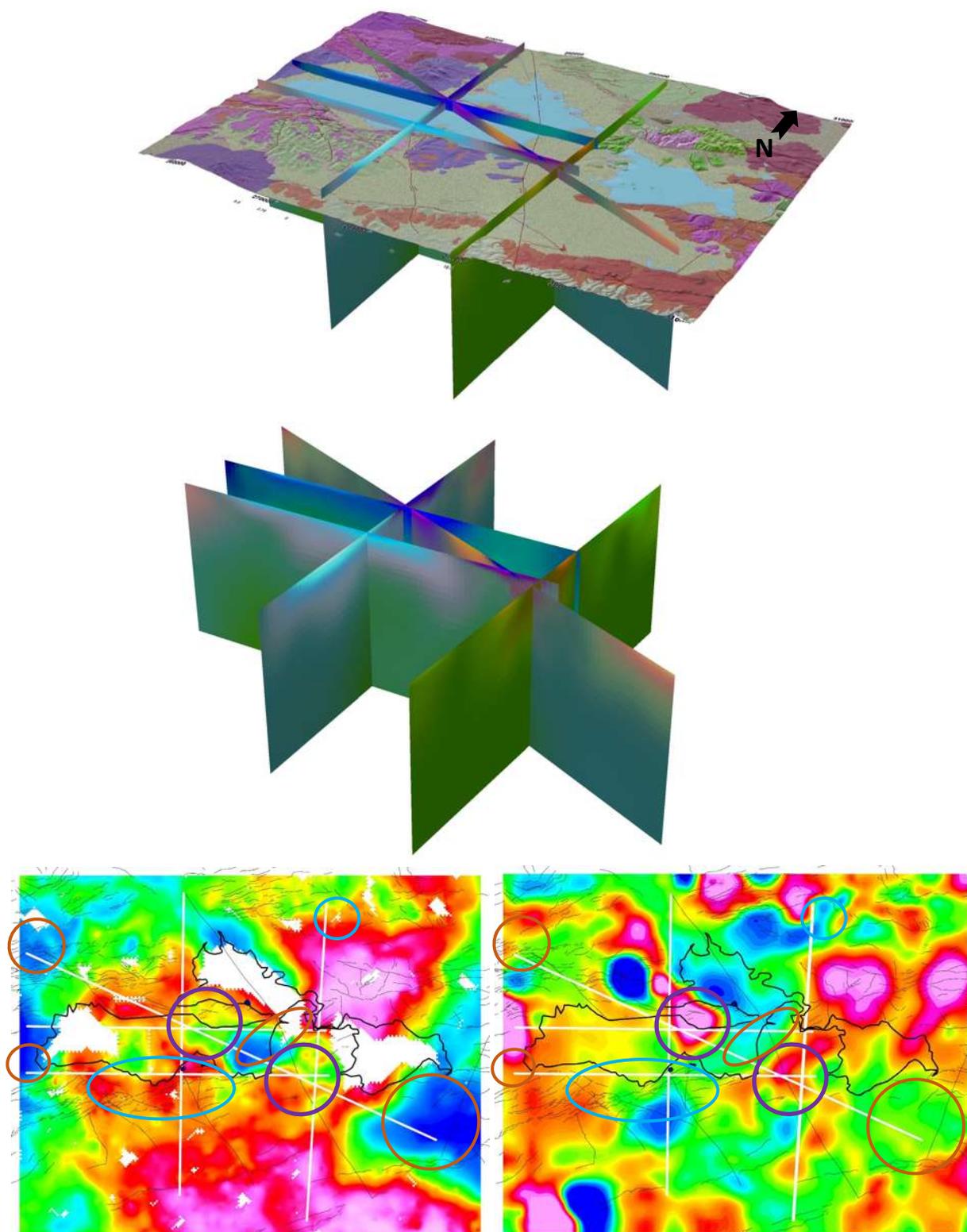


Figura 83: Integración 3D de imágenes geoespectrales, remarcando los cuerpos superficiales y su relación con las anomalías gravimétrica y magnética; debajo mapa en planta de anomalía de Bouguer (izq) y anomalía Magnética Reducida al Polo (der).

## 5.- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La técnica de inversión conjunta por el criterio de gradientes cruzados en este trabajo presenta una mejoría frente a la inversión por separado de los datos, mejorando los contrastes de las estructuras y definiendo mejor en profundidad como se observa en las imágenes geoespectrales (Figura 78) facilitando así la interpretación.

Se obtuvo buena compatibilidad entre las secciones invertidas en los 5 perfiles, mostrando continuidad en las unidades geoespectrales a pesar de la variación de combinaciones en los datos de entrada.

Se pudieron identificar 4 unidades tipo estrato por su continuidad lateral y 3 unidades tipo cuerpo con una extensión bien definida que pueden ser relacionadas con unidades mencionadas en la literatura, sin embargo, los contactos entre unidades geoespectrales no son necesariamente contactos entre las unidades geológicas, solo son cambios bien definidos en las propiedades físicas de los materiales presentes.

### DISCUSIÓN

Representar los histogramas trivariados y la distribución de color geoespectral que viven en un espacio tridimensional en diagramas ternarios 2D es una proyección de una esquina del cubo de color RGB a intensidad media (el centro del diagrama es de tonalidad gris, no negro ni blanco) por lo que no se pueden representar todas las gamas de colores que aparecen en las geoespectrales. Para hacer una representación más precisa se necesitaría agregar un eje perpendicular a los 3 ejes del diagrama ternario.

Se encontró evidencia en la discontinuidad de la unidad III de la presencia de la falla transformante de Tzitzio-Valle de Santiago de rumbo NW-SE en la parte Este del lago, lo que permite hacer un seguimiento de la estructura más preciso. Su ubicación en los mapas estructurales había sido inferida por no tener representación superficial al estar cubierta por depósitos lacustres.

El área de San Agustín del Maíz donde existe un conteo de más de 100 manifestaciones termales relacionadas con el cruce de estructuras (CeMIE-Geo, 2015) presenta una disminución considerable en la resistividad de la unidad I que desaparece a medida que se avanza hacia el Norte que puede atribuirse a la presencia de agua; debido a la profundidad de la unidad parece reforzar la hipótesis de la circulación profunda en el sistema hidrotermal de la zona.

## RECOMENDACIONES

La aplicación de la técnica de inversión conjunta por el criterio de gradientes cruzados se realizó aprovechando la base de datos geofísicos existentes en el área de estudio, demostrando su validez ayudando a definir siete diferentes materiales, sin embargo, si se requiere mejorar la precisión se recomienda diseñar la adquisición de los datos geofísicos a detalle de forma coincidan en perfiles o en un mallado con el objetivo de mejorar los resultados.

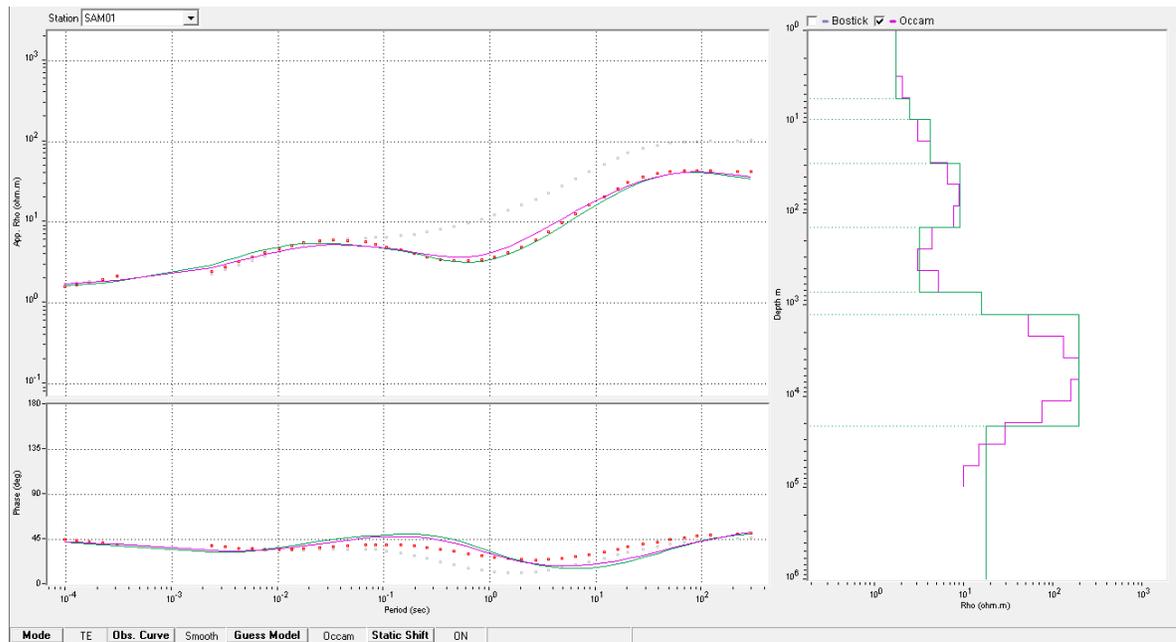
Encontrar una forma para representar los histogramas en un diagrama tridimensional puede evitar la necesidad de proyecciones en una superficie plana, mejorando la visualización del conteo de frecuencias que se localicen en el centro del diagrama ternario y representando la totalidad de la gama de colores que se pueden encontrar en las imágenes geoespectrales.

Es posible mejorar la relación entre las unidades geoespectrales y las unidades geológicas mencionadas en la literatura mediante pruebas en laboratorio haciendo física de rocas en muestras de campo.

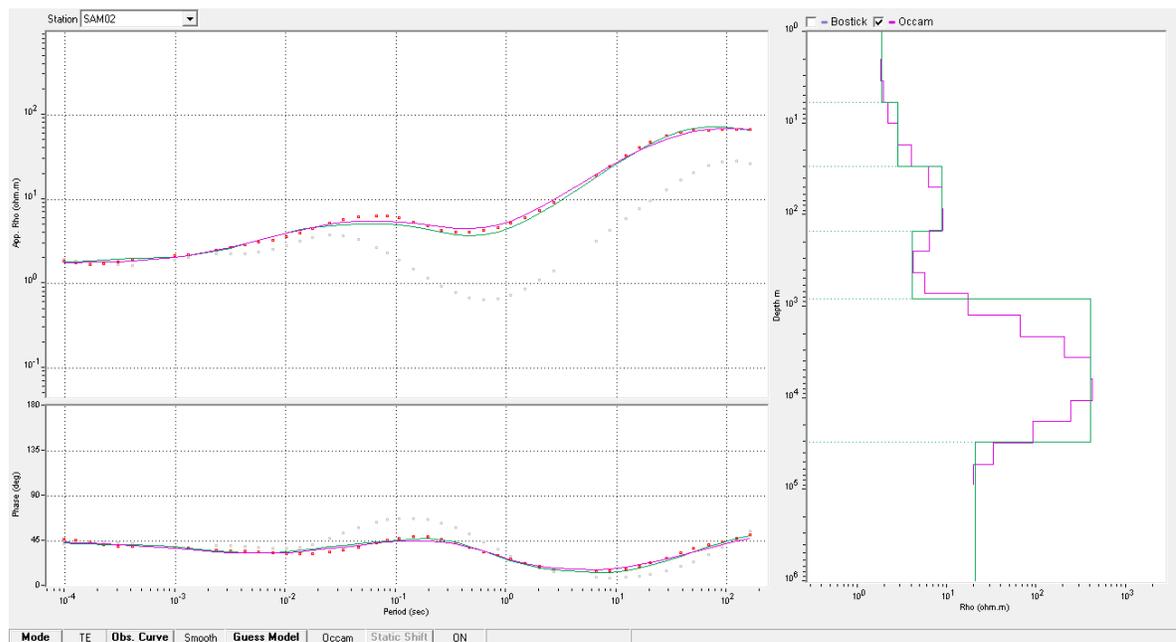
## APENDICE A

A continuación, se presentan las curvas procesadas y limpiadas para el modo TE (y TM en marca de agua) así como los modelos de inversión 1D de los 19 sondeos MT dentro del lago de Cuitzeo.

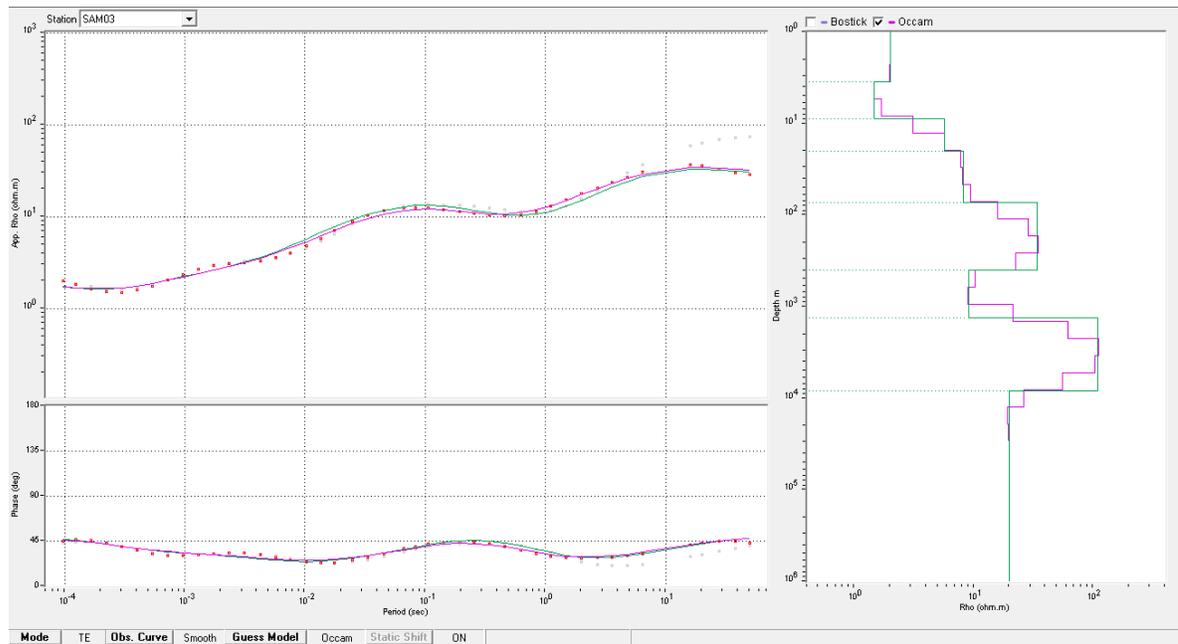
### Sondeo 01



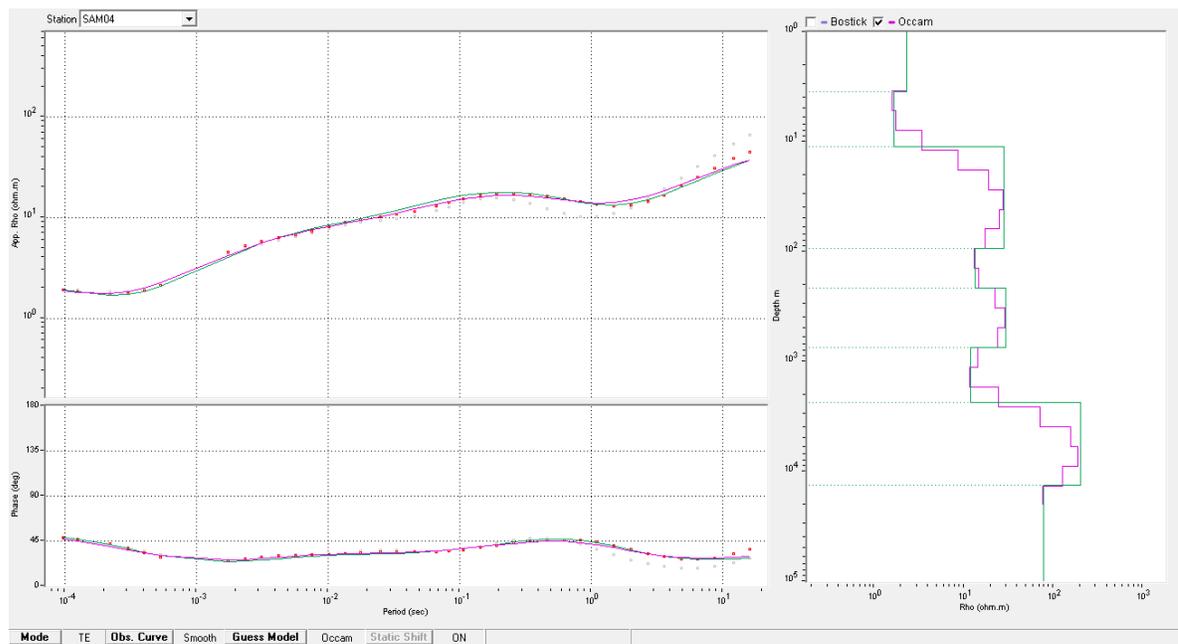
### Sondeo 02



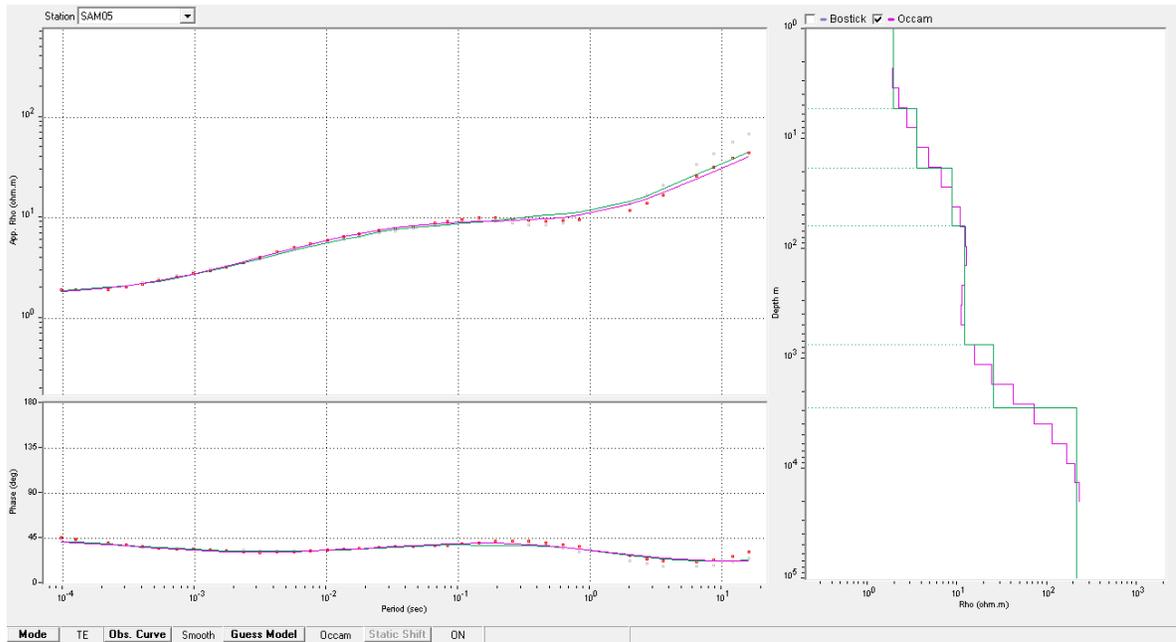
### Sondeo 03



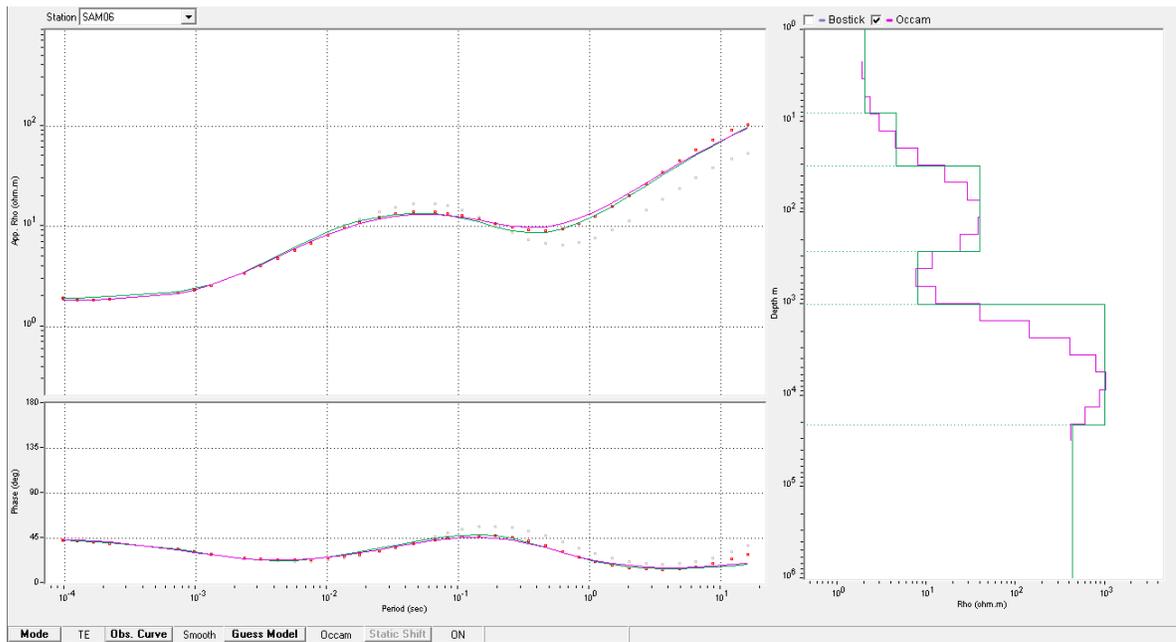
### Sondeo 04



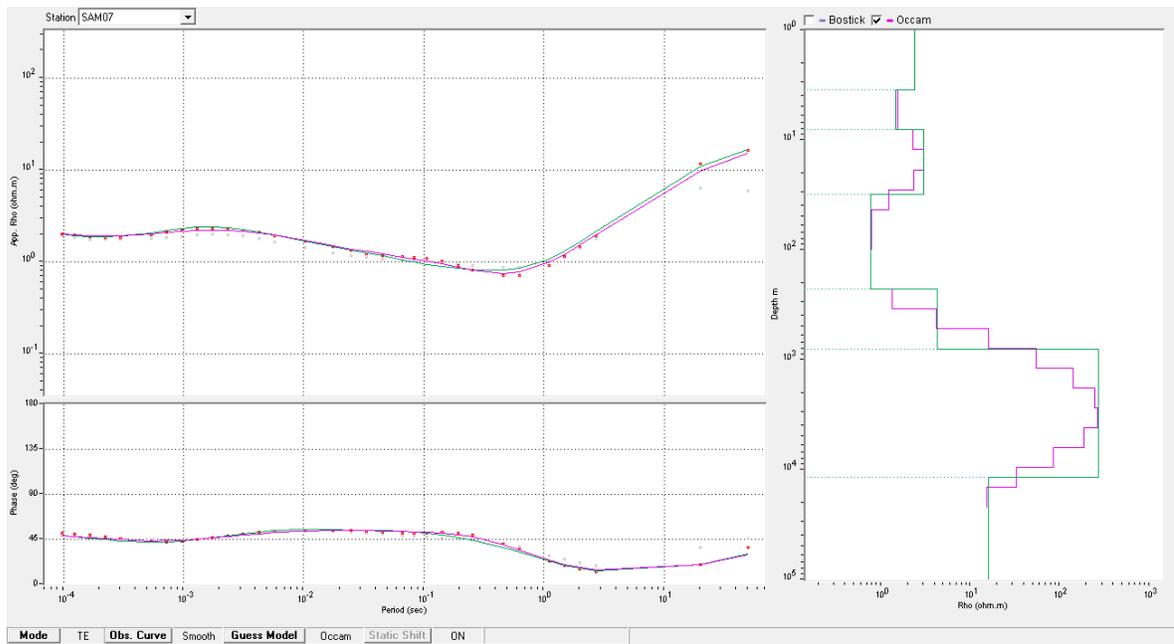
### Sondeo 05



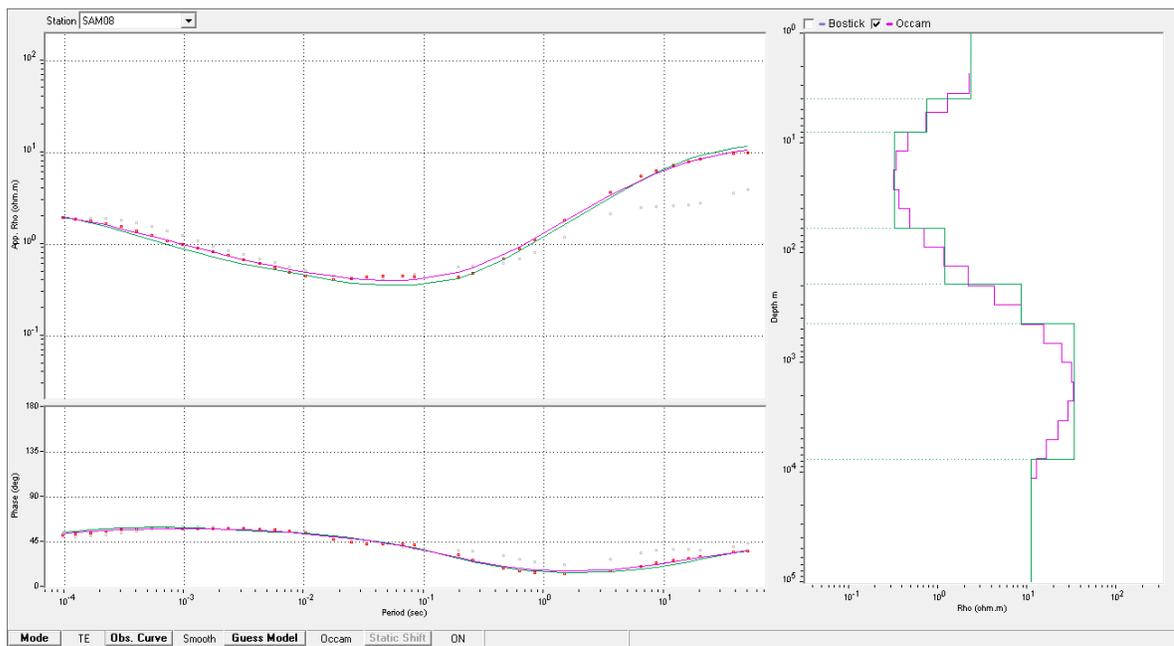
### Sondeo 06



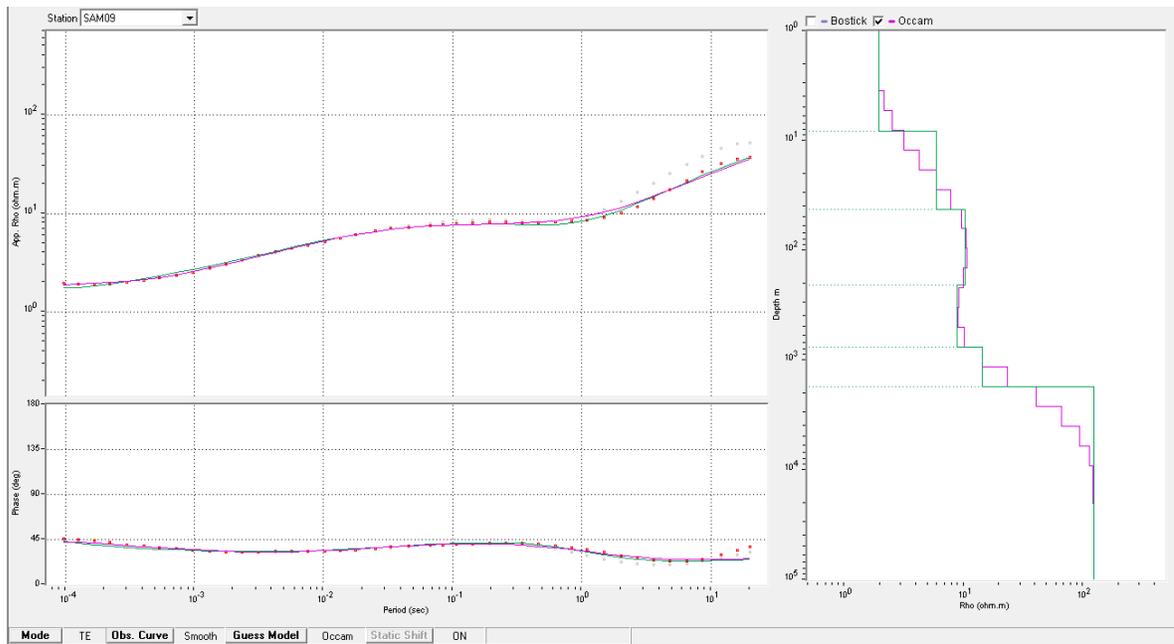
## Sondeo 07



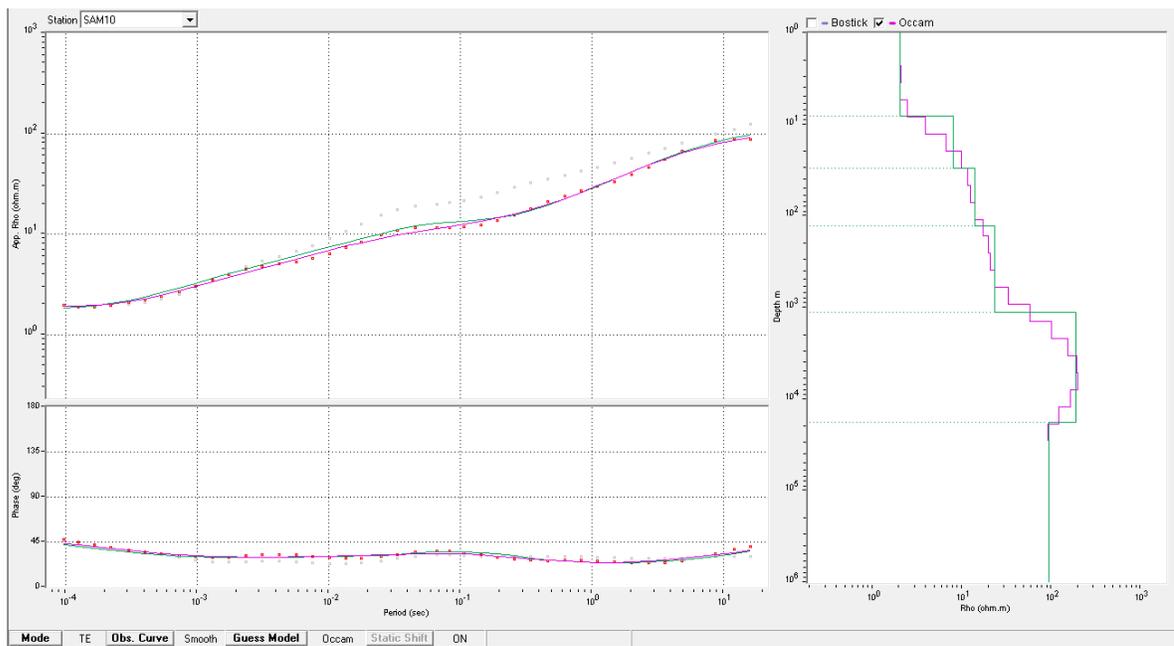
## Sondeo 08



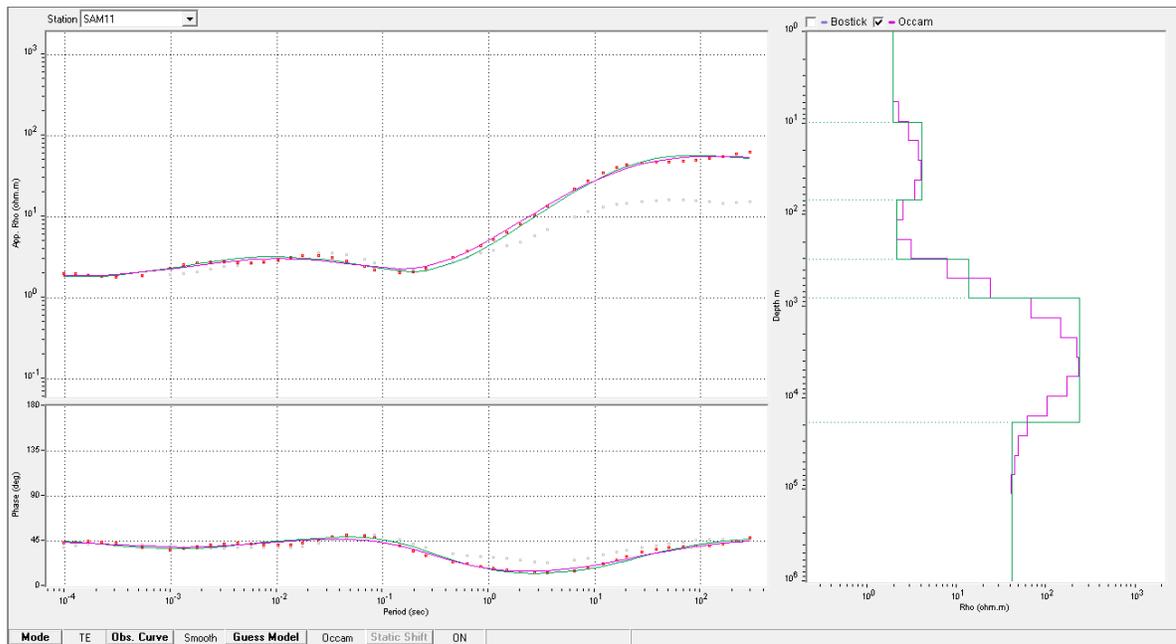
## Sondeo 09



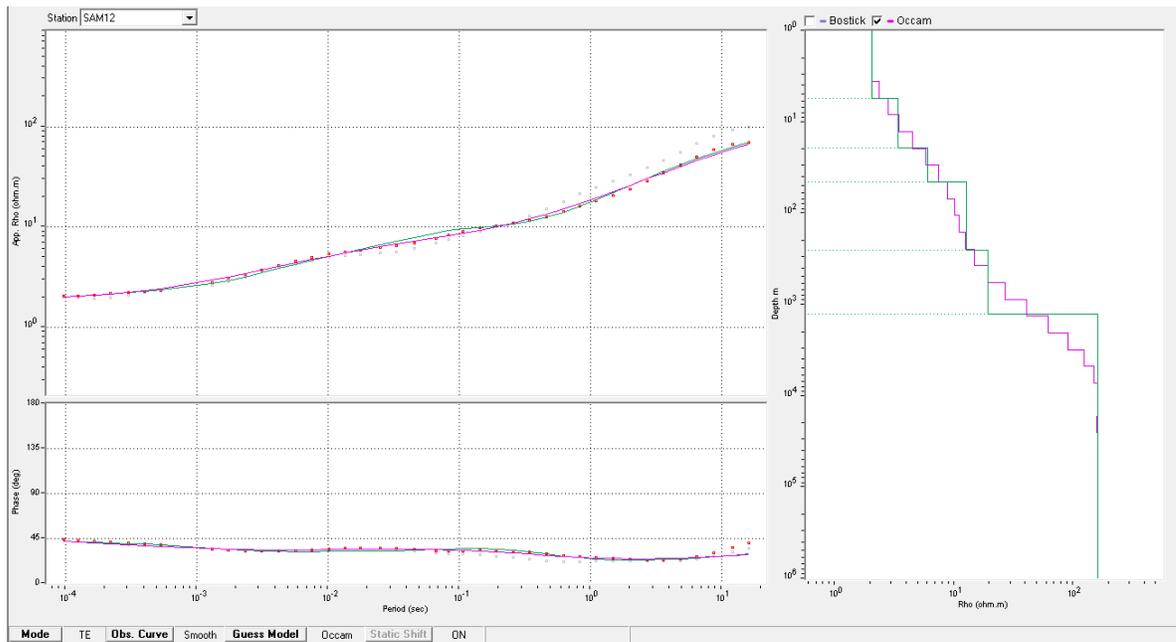
## Sondeo 10



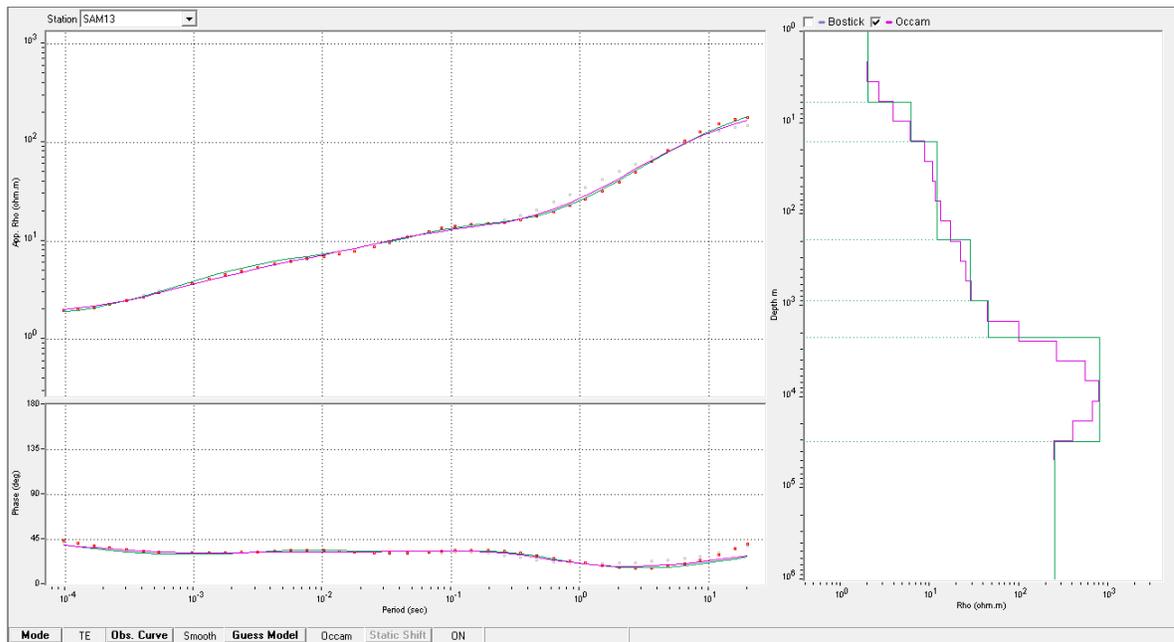
### Sondeo 11



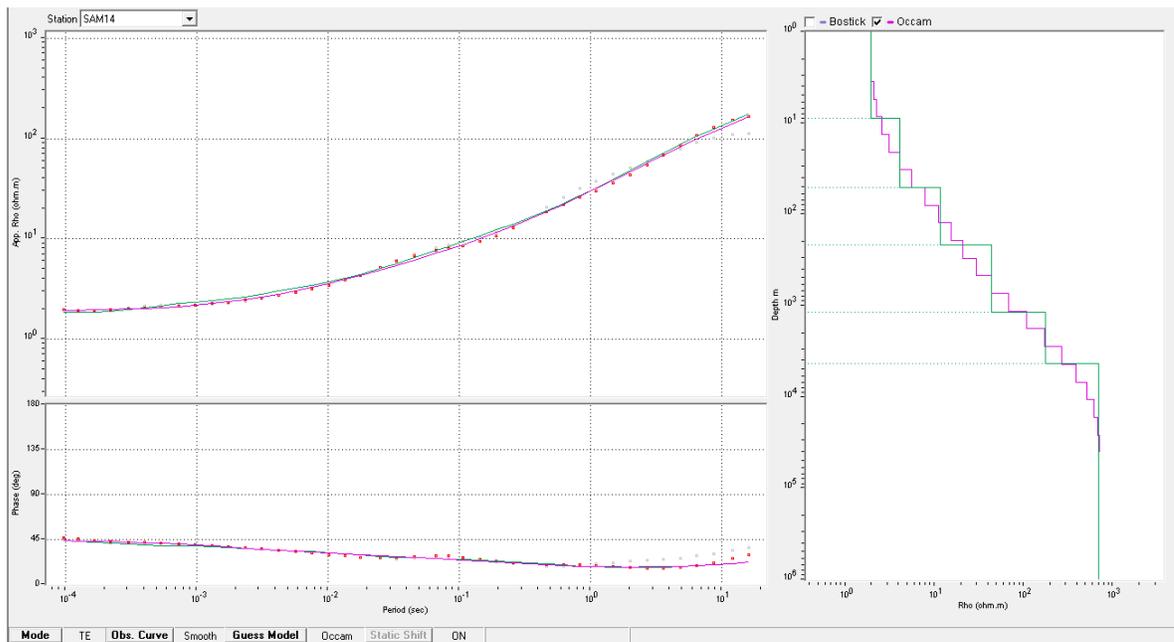
### Sondeo 12



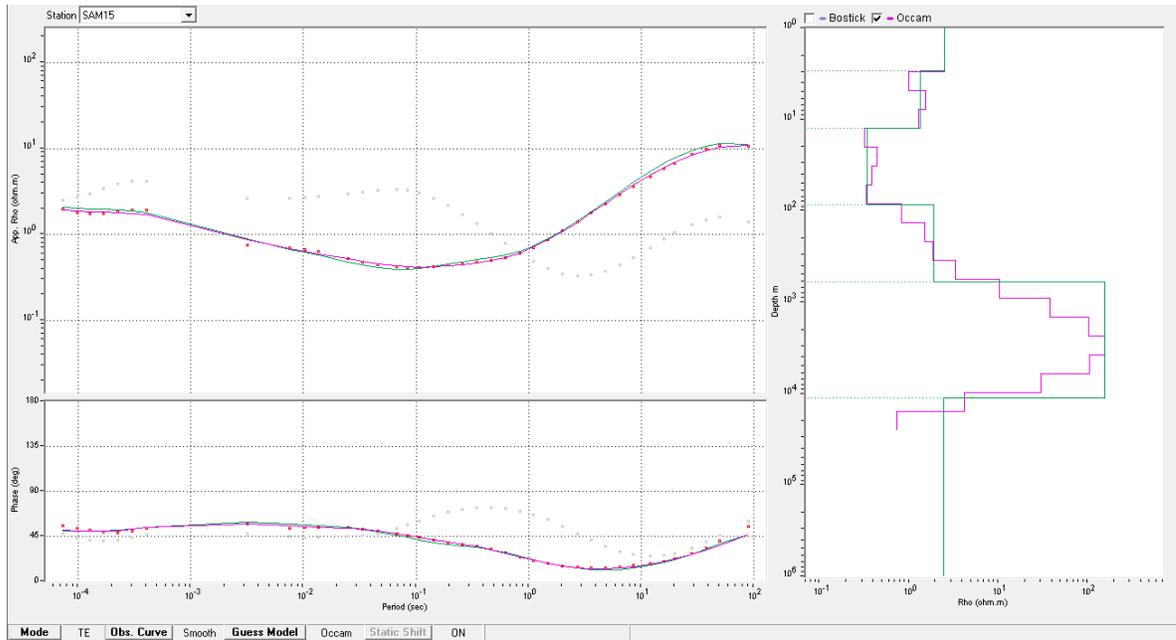
## Sondeo 13



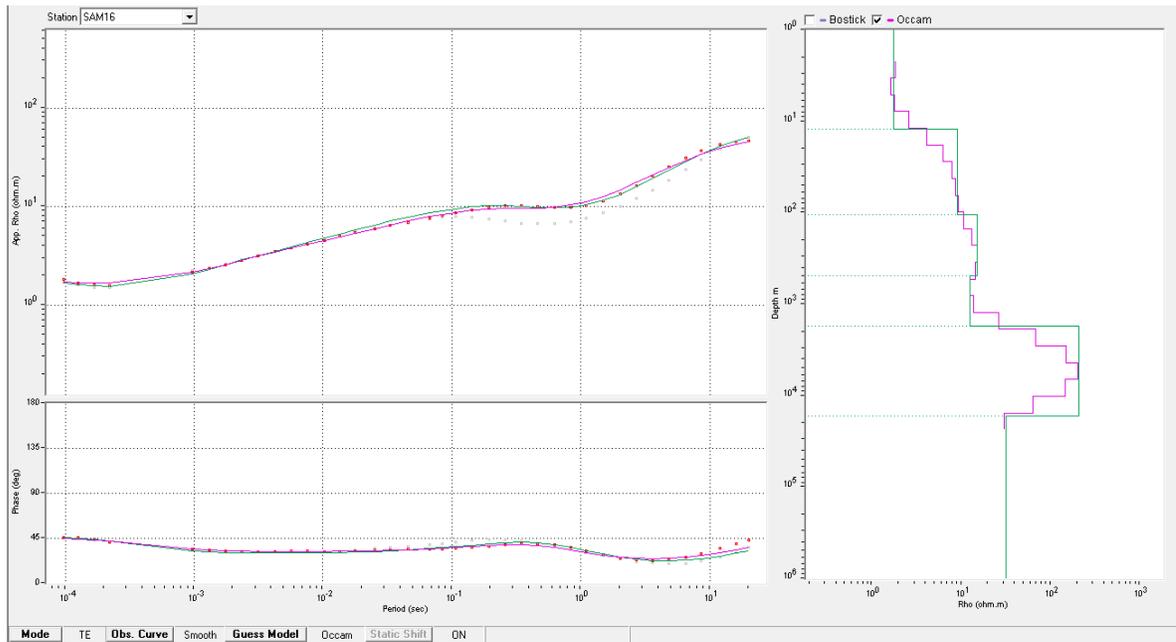
## Sondeo 14



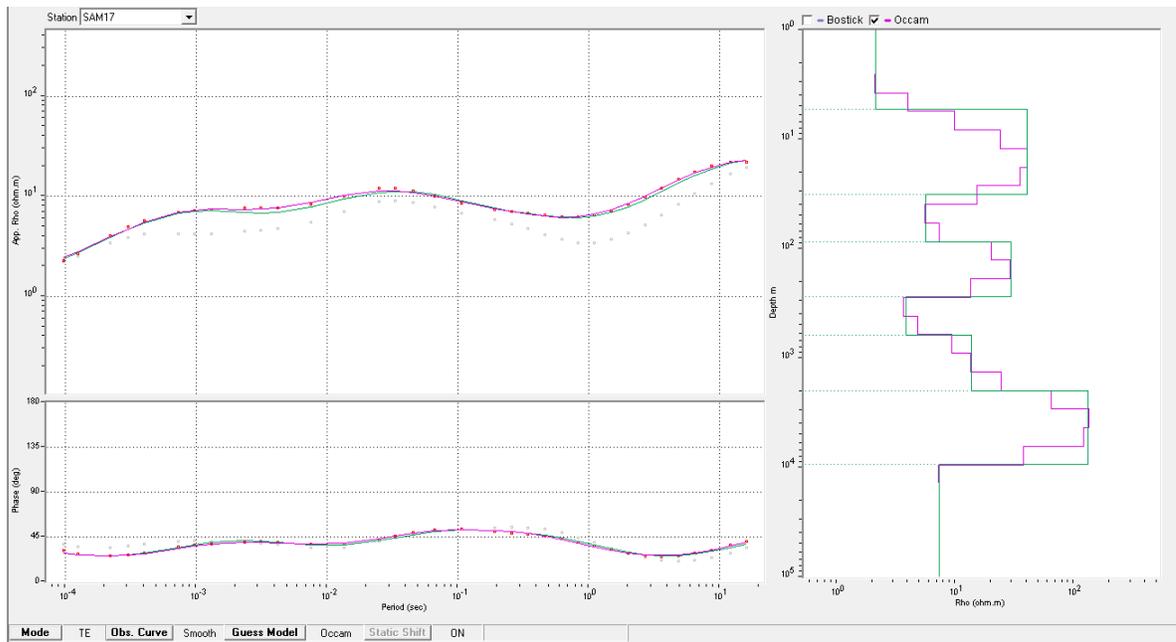
### Sondeo 15



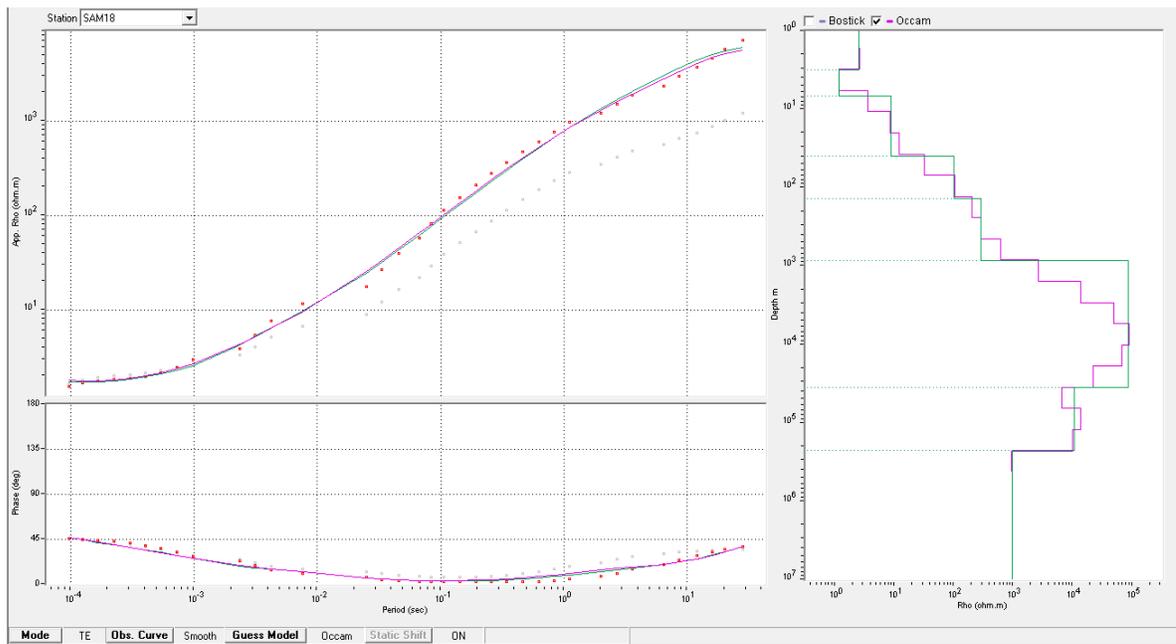
### Sondeo 16



Sondeo 17



Sondeo 18



## Sondeo 19

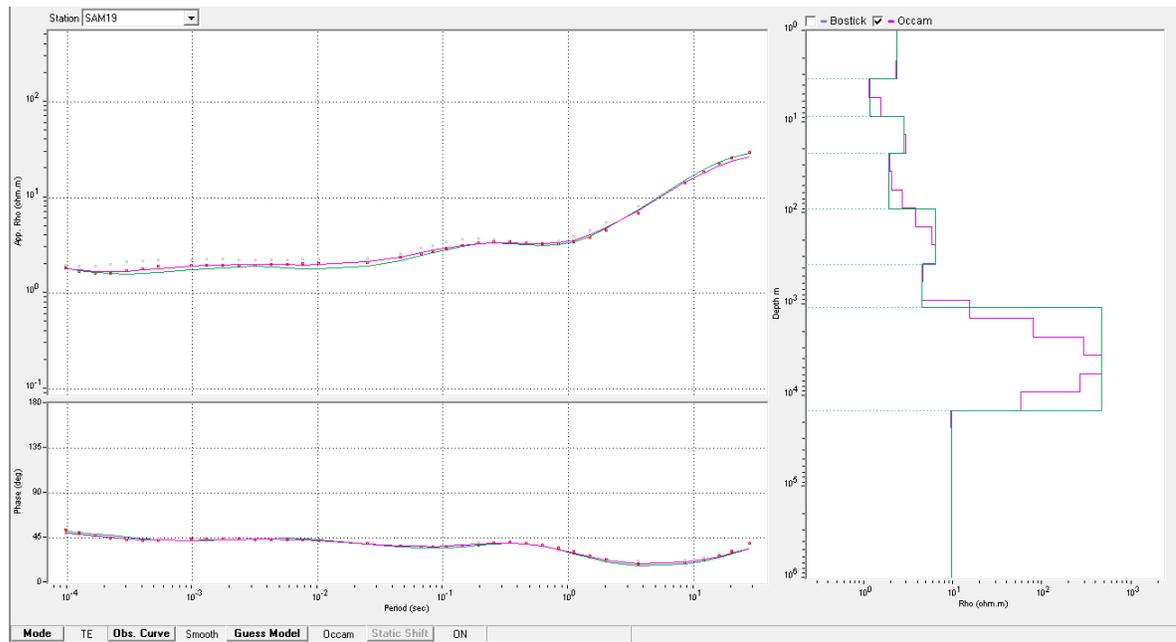


Figura 84: Curvas de rho y phase para los 19 sondeos MT, así como sus modelos de inversión 1D.

## APENDICE B

Este apéndice presenta la inversión 2D de los datos magnetotelúricos en el software WinLink, así como la determinación de los parámetros de inversión.

Debido a que los sondeos raramente quedan alineados por cuestiones referentes a la operación en campo, se propusieron 4 perfiles donde una banda de influencia tome los sondeos cercanos al perfil, como se puede apreciar en la zona iluminada color rojo de la Figura 85. Denominados Perfil 01 al 03 de Sur a Norte y Perfil 4 en diagonal.

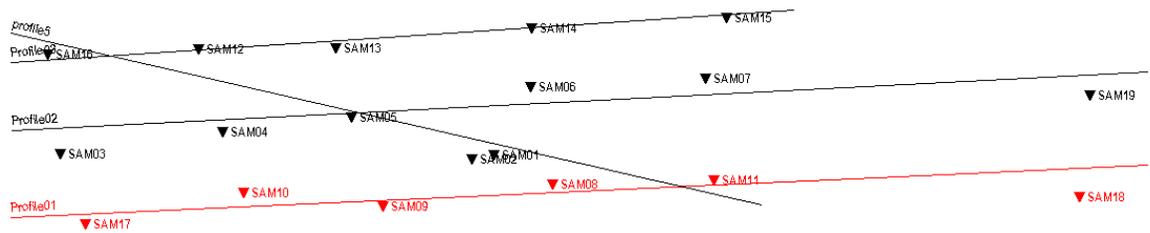


Figura 85: Perfiles propuestos para realizar inversión 2D considerando la distribución de los sondeos.

Posteriormente hubo que definir la distribución de las celdas de la malla de inversión (*mesh*), para esto se plantearon tres opciones: la malla por *default* que proporciona celdas muy grandes (calculada por el software según la distribución de los sondeos), una malla donde la longitud de las celdas creciera exponencialmente denominado fino o una malla definida por el usuario creando celdas manualmente; todos los mallados incrementan la altura de las celdas exponencialmente. Se corrió el algoritmo de inversión suavizada en el Perfil 03 con exactamente los mismos parámetros y número de iteraciones en los tres casos para estimar cual proporciona la respuesta más natural. Se optó por un mallado de apertura intermedia, con celdas de aproximadamente 500mts de longitud lateral, a profundidad van incrementando su altura exponencialmente.

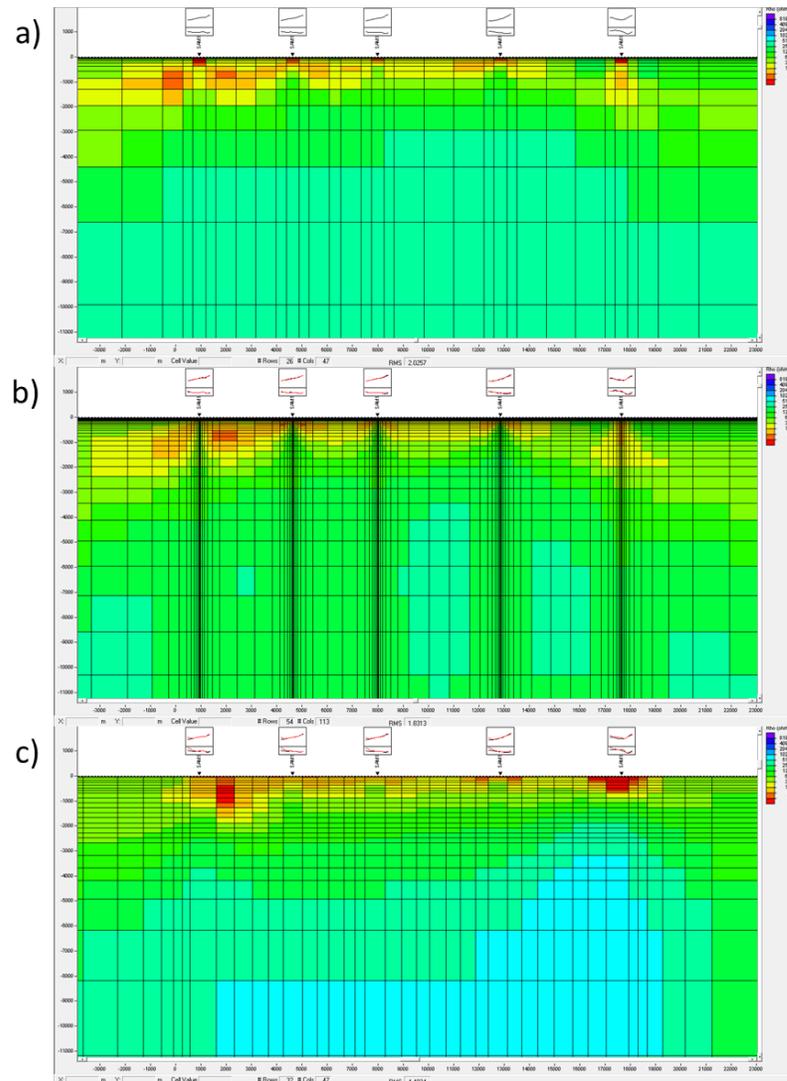


Figura 86: Pruebas para mejor distribución de celda en modelo de inversión para los mismos parámetros en Perfil03. (a) mallado por default, (b) mallado fino, (c) mallado por usuario.

Debido a que los perfiles cuentan con sondeos separado entre si cada 4km no es posible pedir mucha rugosidad y heterogeneidades laterales en los modelos de inversión, más bien es posible distinguir tendencias generales por lo que se optó por un modelo de inversión suavizado (*smoothed*).

Para definir los mejores parámetros de inversión que brindarán el error de ajuste RMS más bajo y el número de iteraciones donde este error ya no disminuye considerablemente y optimizar tiempo de computo hubo que realizar un análisis sistemático mediante prueba y error en un perfil demo, en este caso fue el Perfil 03. Comenzando por encontrar los porcentajes de tolerancia para el ajuste de la curva de resistividad y de fase que generaran el error RMS más bajo a partir de variar las tolerancias decrecientemente desde 30% y corriendo la inversión, disminuyendo poco a poco hasta encontrar los mejores valores; para estos datos en el Perfil03 fueron 7.5% para resistividad y 5% para fase ya que es más sencillo ajustar la fase que la resistividad por lo que se le dio menos tolerancia. Una vez obtenido el menor error de ajuste en la inversión, se evaluó el

error de ajuste a cada 5 iteraciones desde 1 hasta 50, ya que la iteración cero es el modelo inicial homogéneo; para estos datos en el Perfil 03 se estabiliza a partir de las 25 iteraciones, donde comienza a disminuir el error en ordenes de 0.02, lo cual es mínimo. Posteriormente para encontrar el valor de Tau ideal (que son el número de iteraciones internas del proceso de inversión) se fijaron los valores de tolerancia al ajuste y el número de iteraciones en 30 y se prosiguió a variar el valor Tau desde 1 hasta 10 en intervalos de 1 para encontrar el RMS más bajo, en este caso fue el valor de 2. A continuación, se muestran los gráficos de estos análisis.

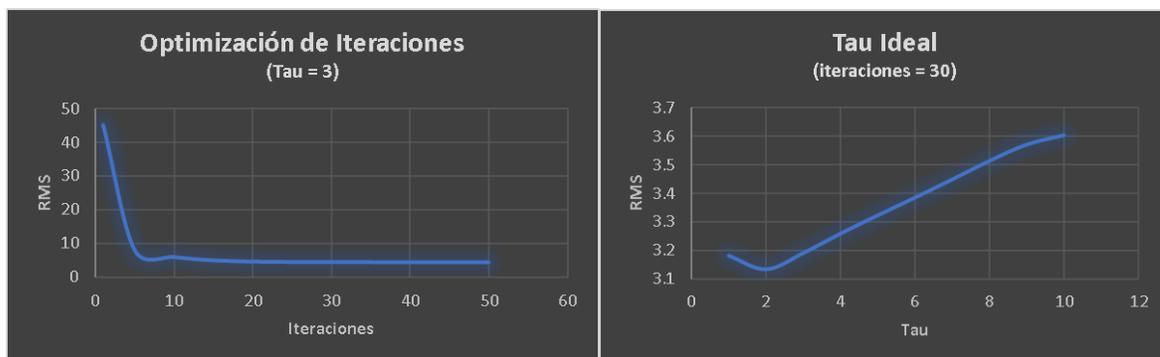


Figura 87: Análisis de optimización de iteraciones e iteraciones internas (Tau) ideales para disminuir el tiempo de computo.

Tras todas las pruebas anteriores los parámetros de inversión fueron los siguientes.

Parameters Setting

Static Shift | Fixed Parms | Data Errors | Error Floor  
Main Parms | Data Select. | Smooth Inv. | Sharp Inv.

Invert TM mode rho and phase data  
 Invert TE mode rho and phase data  
 Invert Hz transfer function  
 Take conjugate of input Hz data

Terminating Error  
Error for termination of inversion:   
Note: applies to Sharp Inversion only  
(suggested value: 1.0 to 1.5)

Min/Max Resistivity Values (calculated)  
 Use Minimum and Maximum resistivity values  
Minimum resistivity\*:   
Maximum resistivity\*:   
Note: applies to Smooth Inversion only

Parameters Setting

Static Shift | Fixed Parms | Data Errors | Error Floor  
Main Parms | Data Select. | Smooth Inv. | Sharp Inv.

Min Frequency: TE data   
TM data   
HZ data

# Decades:

Use Station Data  
 Use Interpolated Data  
# Freqs in Decade:

Use Smoothed Curves if existing

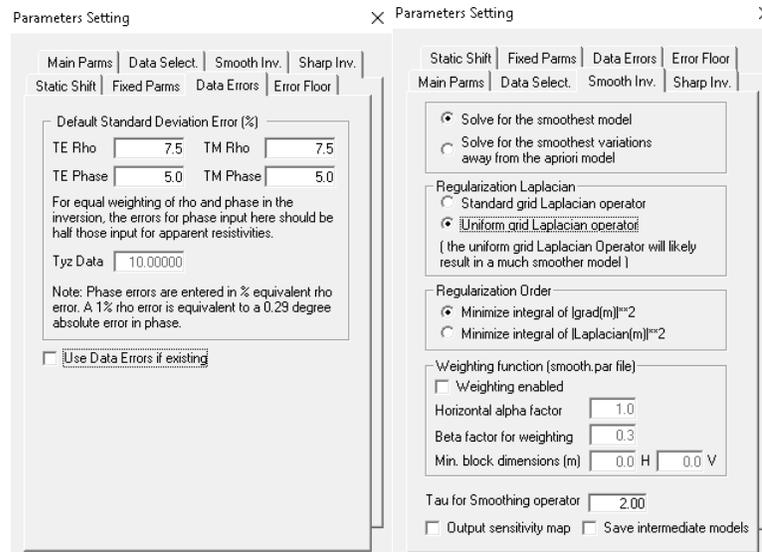
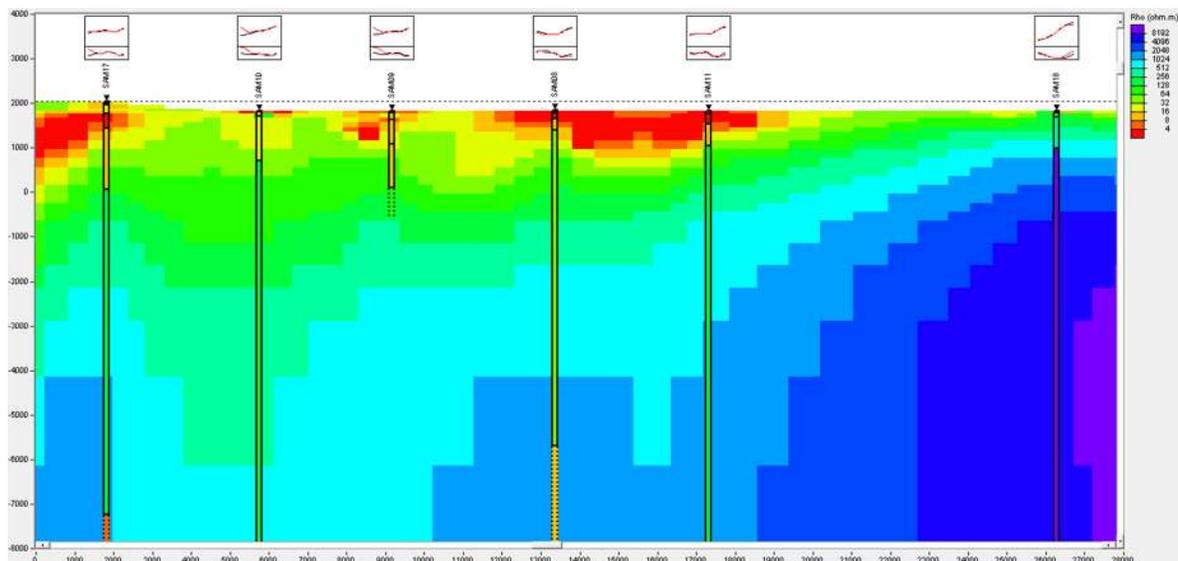


Figura 88: Parámetros de inversión 2D para datos MT.

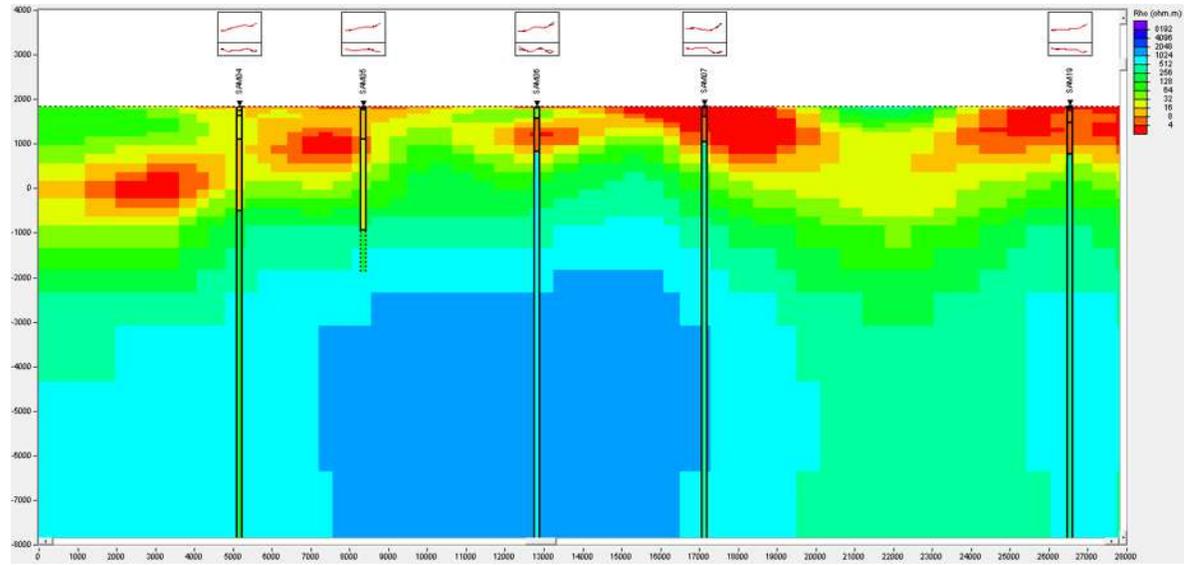
Una vez definidos los parámetros de inversión óptimos y los mallados para los cuatro perfiles se realizó la inversión 2D. A continuación, se muestran los modelos de inversión 2D con una escala de resistividad de 4-8192 ohm-m y una profundidad de 10,000 m desde superficie, también se muestra en el recuadro superior el ajuste a la curva de resistividad TE en rojo y el modelo 1D de resistividades en cada sondeo.

Es importante mencionar que, por convención en los métodos eléctricos y magnetoteléuricos relacionados con geotermia hay que utilizar una escala de colores invertida, es decir, colores azules para valores altos y colores rojos para valores bajos.

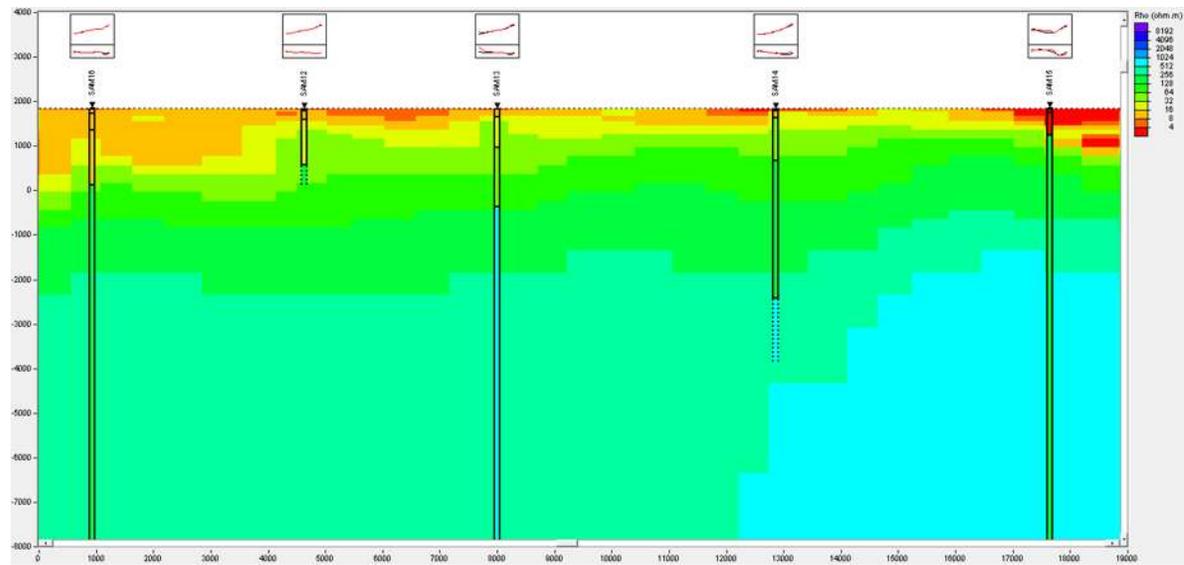
### Perfil 01



Perfil 02



Perfil 03



## Perfil 04

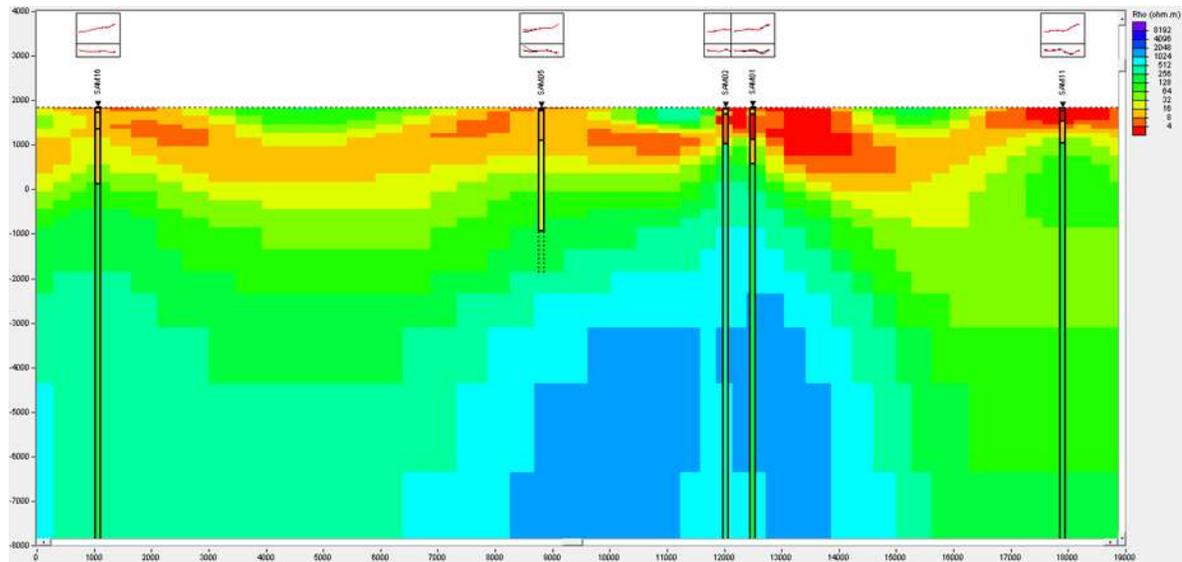


Figura 89: Perfiles de inversión 2D para datos MT.

A pesar de la baja resolución en este estudio de MT debido a la separación entre sondeos (aprox. 4 km), si se pueden identificar claramente la existencia de 3 unidades geoelectricas en general, una capa plana superficial de muy baja resistividad entre 5-20 ohm-m de hasta 1,000 metros que se puede asociar a los sedimentos lacustres, una segunda unidad subyacente de 100-500 ohm-m que pudiese corresponder al contacto entre ignimbritas y andesitas basales y una última de más de 1,000 ohm-m que puede representar el basamento regional.

## REFERENCIAS

- Alfaro, R., Segovia, N., Pena, P., Lopez, M. B. E., Martinez, V., Armienta, M. A., ... & ISTEEM, M., (2001). *Determination of the water quality and radon content in wells located at the Cuitzeo basin, Michoacan*; Determinacion de la calidad del agua y contenido de radon en pozos localizados en la Cuenca de Cuitzeo, Michoacan.
- Arredondo-Fragoso, J. J., (1983). *Levantamiento Gravimétrico en la Zona Central de la Laguna de Cuitzeo, Mich.* CFE Gerencia de proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de estudios geotérmicos, departamento de exploración. Informe 29-83.
- Baranov, W., Naudy, H., (1964). *Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole (airborne)*. *Geophysics*, 29, pp. 67–79.
- Blakely, R.J., (1996). *Potential theory in Gravity and Magnetics Applications*. Cambridge University Press. United Kingdom. Chapter 12.
- Breiner, S., (1973). *Applications Manual for Portable Magnetometers*. GeoMetrics. Pp. 58.
- CeMIEGeo P-17, (2015). *Estudio de fracturamiento y campos de deformación actual apoyados con sísmica y tomografía en los campos geotérmicos del sur de Cuitzeo, Morelia, Mich., México*. Segundo Informe. Pp. 130-163. (Confidencial).
- CeMIEGeo P-17, (2017). *Estudio de fracturamiento y campos de deformación actual apoyados con sísmica y tomografía en los campos geotérmicos del sur de Cuitzeo, Morelia, Mich., México*. Cuarto Informe. En Prensa. (Confidencial).
- Centro de Estudios de las Finanzas Públicas, (2001). *Evolución y Perspectivas del Sector Energético en México, 1970-2000*. CEFP/051/2001.
- Chave, Alan D., Jones, Alan G., (2012). *The Magnetotelluric Method. Theory and Practice*. Cambridge University Press. United Kingdom.
- Constable, S.C., Parker, R.L., Constable, C.G., (1987). *Occams' inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. *Geophysics*, Vol. 52, No. 3 (March 1987), pp 289-300.
- Cram, S., Galicia, L., Isrrade-Alcántara I., (2010). *Atlas de la Cuenca del Lago Cuitzeo. Análisis de su Geografía y Entorno Socioambiental*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía / Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Del Razo, G. A., (2017). *Análisis gravimétrico y geológico para definir el modelo conceptual del acuífero relacionado al yacimiento geotérmico de San Agustín del Maíz, Mich., México*. (Tesis de Licenciatura). ESIA Ticomán, Instituto Politécnico Nacional.
- Dobrin, M.B., Savit, C.H., (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. Mc Graw Hill. Pp. 867.

- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. y Carrasco-Nuñez, G., (2009). *Space Time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcánic Belt*. *Geology*; Vol. 27; No. 4; pp. 303-306.
- Gabàs, A., (2003). *Nuevos Aspectos Metodológicos en la Exploración Eléctrica Y Electromagnética*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. España. Departamento de Geodinámica y Geofísica. Sep. 2003.
- Gallardo, L. A., (2007). *Multiple crossgradient joint inversion for geospectral imaging*: *Geophysical Research Letters*, 34, L19301.
- Gallardo, L. A., et al., (2012). *Robust geophysical integration through structure-coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: Example from Santos Basin, offshore Brazil*. *Geophysics*, Vol. 77, No. 5 (September-October 2012); Pp. b237–b251.
- Gallardo, L. A., Meju M. A., (2004). *Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travelt ime inversion with crossgradients constraints*: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 109, B03311.
- Gallardo, L. A., Meju M. A., Pérez-Flores, M.A., (2005). *A quadratic programming approach for joint image reconstruction: mathematical and geophysical examples*. *Inverse Problems*, Vol. 21 No. 2, pp 435.
- Garduño-Monroy, V.H., Pérez R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez, M.A., Szykaruk, E., Hernandez, V.M., García-Zepeda, M., Corona-Chávez, P., Ostroumov, M., Medina-Vega, V.H., Mora-Chaparo, J.C., (2009). *Paleosismology of the Southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico*. *Geofísica Internacional*. Vol. 48 (3), pp. 319-335.
- Garland, G.D., (1951). *Combined Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies*. *Geophysics*, V.16 pp. 51-62.
- GEA, (2016). *Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report*. Geothermal Energy Association GEA. [geo-energy.org](http://geo-energy.org).
- Gómez- Vasconcelos, M. G., (2012). *Geología y Estratigrafía Volcánica de la Sierra de Mil Cumbres*. Tesis de Grado. Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Michoacán, México.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari L., (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*. *Bol. Soc. Geol. Mex* Vol.57 No.3 pp. 227-283. México dic 2005.
- Guevara-Alday, J. A., (2016). *Elaboración de Modelo Conceptual del Yacimiento Geotérmico de San Agustín del Maíz, Mich., México* (Tesis de Maestría). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Michoacán, México.
- Gutiérrez-Negrín, Luis C.A., (2012). *Update of the Geothermal Electric Potential in Mexico*. *GRC Transactions*, Vol. 36.
- Gutiérrez-Negrín, Luis C.A., Maya-González, R., Quijano-León, J.L., (2015). *Present Situation and Perspectives of Geothermal in*

- Mexico. Proceeding World Geothermal Congress 2015.
- Hiriart, Le Bert, G., L.C.A. Gutiérrez Negrín, J.L. Quijano León, A. Ornelas Celis, S. Espíndola e I. Hernández, (2011). *Evaluación de la Energía Geotérmica en México*. Report for the Interamerican Development Bank (IDB) and the Energy Regulatory Commission (CRE). Pp 9-107.
- Hirt, C., et al., (2012). *New ultra-high-resolution picture of Earth's gravity field*. Electronic supplementary material. Western Australia Centre for Geodesy. Curtin University, Perth, Australia.
- IIE, (1998). *Boletín IIE Marzo-Abril 1998*. Instituto de Investigaciones Eléctricas (ahora Instituto Nacional de electricidad y Energías Limpias INEEL).
- Israde Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., Ortega Murillo, R., (2002). *Paleoambiente Lacustre del Cuaternario Tardío en el Centro del Lago de Cuitzeo*. *Hidrobiológica*, 12(1), pp. 61-78.
- Israde-Alcántara, et al., (2010). *Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno*. *Bol. Soc. Geol. Mex* Vol.62 No.3 México dic. 2010.
- Israde-Alcántara, I. (1999). *Los Lagos Volcánicos y Tectónicos de Michoacán*. Carta Geológica de Michoacán, escala 1:250,000, pp. 45-73.
- Kearey P., Brooks, M., Hill, I., (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration. Third Edition*. Blackwell Science. Oxford. Chapter 6-7.
- Lanza, R., Meloni, A., (2006). *The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologist*. Springer. Germany. Chapter 1-2.
- Lowrie, W., (2007). *Fundamentals of Geophysics. Second Edition*. Cambridge University Press. Cambridge. Chapter 5.
- Martínez-Reyes, A., Nieto-Samaniego, A.F., (1990). *Efectos Geológicos de la Tectónica Reciente en la Parte Central de México*. *Rev. del Inst. Geol.*, 1, pp.33- 50.
- Medina-Vega. V. H., (2008). *Estudio Geológico, Geofísico e Hidrogeoquímico para generar un modelo conceptual del acuífero de Cuitzeo, Michoacán, México*. Tesis de Grado. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Pp. 12-83.
- Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., Garduño-Monroy, V. H., (2018). *Active faults sources for the Pátzcuaro–Acambay fault system (Mexico): fractal analysis of slip rates and magnitudes  $M_w$  estimated from fault length*. *Natural Hazard and Earth System Sciences*.
- Menke, W., (1984). *Geophysical Data Analysis*. Academic Press, Orlando.
- Mennella L., (2011). *Sismotectónica del Sector Occidental del Sistema Morelia-Acambay a partir de Análisis de Poblaciones de Fallas*. Tesis de Maestría. Universidad Michoacana De San Nicolás De Hidalgo / Instituto De Investigaciones Metalúrgicas / Depto. De Geología Y Mineralogía.
- Nabihian, M.N., et al., (2005). *The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration*. Society of Exploration Geophysicists SEG. Vol 70, Issue 5. Nov 2005. Pages: 1ND-Z113.

- Naidu, P.S., Mathew, M.P., (1998). *Analysis of Geophysical Potential Fields: A Digital Signal Processing Approach*. Elsevier. The Netherlands.
- Nettleton, L.L., (1976). *Elementary Gravity and Magnetics in Oil Exploration*. McGraw-Hill. New York.
- Orellana, E., Mooney, H.M., (1966). *Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding Over Layered Structures*. Interciencia, Madrid.
- Orellana, E., Mooney, H.M., (1972). *Two and Three Layer Master Curves and Auxiliary Point Diagrams for Vertical Electrical Sounding Using Wenner Arrangement*. Interciencia, Madrid.
- Parasnis, D.S., (1986). *Principles of Applied Geophysics. 4<sup>th</sup> Edition*. Chapman and Hall. London.
- Reeves, C., (2005). *Aeromagnetic Survey. Principles, Practice and Interpretation*. Published by Geosoft. Chapter 1-2.
- Reynolds, John. M., (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 2<sup>dn</sup> Edition*. Wiley-Blackwell. England. Chapter 2-3.
- SENER, (2018). *Programa de Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional PROSEDEN 2018-2032*. Secretaría de Energía.
- Serway, R.A., Jewett Jr, J.W., (2009). *Física para Ciencias e Ingenierías con Física Moderna Vol. 2*. CENGAGE learning.
- Simpson, F., Bahr, K., (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press. Chapter 2, 4 and 5.
- Spector, A., Grant, F.S., (1970). *Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data*. Geophysics, 35, pp. 293–302.
- Sudian, A. Chiragwile., (2009). *Interpretation of Resistivity Soundings in the Krýsuvík High Temperature Geothermal Area, Sw-Iceland, Using Joint Inversion of Tem And Mt Data*. Geological Survey of Tazmania.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., (2001). *Quaternary Intra-arc Extension in the Ventral Trans-Mexican Volcanic Belt*. GSA Bull. 113, 6, pp. 693-703.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., Ferrar, E., (1995). *The Acambay graben: Active intraarc extension in the Trans-Mexican Volcanic Belt*. Tectonics, Vol. 14, pp. 1245-1262.
- Tarantola, A., (1987). *Inverse problem theory, methods for data fitting and model parameter estimation*. Elsevier, Amsterdam.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sherriff R.E., (1990). *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press. Cambridge.
- Tello-Hinojosa E., Quijano-León, J.L., (1984). *Reconocimiento y Evaluación Geoquímica de las Zonas Termales del Lago de Cuitzeo. Informe 33-83*. CFE Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de estudios geotérmicos. Departamento de exploración.
- Thébaults, E., *et al.*, (2015). *International Geomagnetic Reference Field: the 12th Generation*. Earth, Planets and Space a SpringerOpen Journal.
- Trujillo-Hernández, N., (2017). *Las secuencias volcánicas de la porción sur del*

*lago de Cuitzeo, Michoacán ligadas al campo geotectónico de San Agustín del Maíz.* Tesis de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Mich.

Vozoff, K., (1972). *Magnetotelluric Method in the Exploration of Sedimentary Basins.* Geophysics No. 37 Vol. 1 pp. 98-141.

Vozoff, K., (1991). *The Magnetotelluric Method.* In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Vol. 2, Applications, ed. M. N. Nabighian. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, pp. 641–711.