



UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO DE ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS BAJO EL VOLCÁN LÁSCAR  
MEDIANTE DATOS DE MAGNETOTELÚRICA Y GEODESIA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE  
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA

GUSTAVO PABLO PÉREZ GUTIÉRREZ

PROFESOR GUÍA:  
DANIEL DÍAZ ALVARADO

PROFESOR COGUÍA:  
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
CARLOS CARDONA IDÁRRAGA

SANTIAGO DE CHILE  
2020

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR  
AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA  
POR: GUSTAVO PABLO PÉREZ GUTIÉRREZ  
FECHA: 2020  
PROF. GUÍA: DANIEL DÍAZ ALVARADO**

**ESTUDIO DE ESTRUCTURAS MAGMÁTICAS BAJO EL VOLCÁN LÁSCAR  
MEDIANTE DATOS DE MAGNETOTELÚRICA Y GEODESIA**

El volcán Láscar es un estratovolcán ubicado en el norte de Chile, al Este del Salar de Atacama. Es considerado por muchos autores, uno de los volcanes más activos de la Zona Volcánica Central (ZVC). Su actividad comienza antes del último máximo glacial, aproximadamente entre 40-50 ka atrás y su actividad continúa hasta el día de hoy. Ejemplo de lo anterior, es que desde el 2010 hasta la fecha se han reportado 4 alertas amarillas. Dentro de las erupciones históricas se destaca la erupción de 1993 con un volumen de material expulsado de  $0.1 \text{ km}^3$ . Estudios geodésicos recientes han permitido caracterizar fuentes de deformación en diversos sistemas volcánicos y relacionarlos, en algunos casos, a reservorios magmáticos. Además, su uso continuo, ha permitido prever episodios eruptivos siendo uno de los métodos más utilizados por observatorios volcanológicos alrededor del mundo.

En el presente trabajo obtenidos de 3 estaciones de G.N.S.S., proporcionadas por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). Los datos son procesados usando el software GIPSY-OASIS, luego ajustando un modelo de trayectoria y usando la metodología de análisis de componente principal (PCA) sobre las residuales, se encuentra una señal transiente para el período 2015-2016. Suponiendo la señal de origen volcánico, ésta se caracteriza utilizando un modelo de cavidad esférica simple, encontrándose una fuente a profundidades menores a 5 Km cuyo cambio de volumen es atribuible a un proceso magmático o hidrotermal.

La magnetotelúrica, por otro lado, ha permitido identificar en el entorno del volcán Láscar, grandes cuerpos magmáticos a diferentes profundidades, además de estructuras superficiales como sistemas hidrotermales. Los datos de magnetotelúrica utilizados, fueron obtenidos en 3 campañas en los años 2007, 2010 y 2017 respectivamente, siendo ésta última la realizada para mejorar la cobertura de estaciones en el presente trabajo. Se realizó una inversión 3D con un total de 20 estaciones alrededor del volcán, utilizando el software ModEM el que permite incluir la topografía. Se identifican estructuras a niveles someros principalmente relacionadas con los salares y con un sistemas hidrotermal en el flanco del volcán, a profundidades medias se observa una zona conductora al sureste del volcán, el que es concordante con estudios previos, además de una zona resistiva bajo el volcán la que podría estar relacionado con algún intrusivo o ser vestigio de algún reservorio antiguo.

*Pasarán estos días como pasan  
todos los días malos de la vida  
Amainarán los vientos que te arrasan  
Se estancará la sangre de tu herida.  
El alma errante volverá a su nido  
Lo que ayer se perdió será encontrado  
El sol será sin mancha concebido  
y saldrá nuevamente en tu costado.  
Y dirás frente al mar: ¿Cómo he podido  
anegado sin brújula y perdido  
llegar a puerto con las velas rotas?  
Y una voz te dirá: ¿Que no lo sabes?  
El mismo viento que rompió tus naves  
es el que hace volar a las gaviotas.  
El Doliente- Óscar Hahn*

*Al Pato Pino que me acompañó en este proceso  
y que ahora acompaña de forma distinta.*

# Agradecimientos

Agradezco al proyecto PIA/CONICYT- ACT172002 por financiar parcialmente parte de esta investigación. Al Laboratorio Nacional de Computación de Alto Rendimiento pues ésta tesis fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02). También agradezco al Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) por su colaboración.

Agradezco a mi profesor guía Daniel Díaz y a mi co-guía Francisco Ortega por darme la oportunidad de poder desarrollar y ayudarme en un tema de mi propio interés, sin necesariamente ser parte de su agenda de proyectos. También agradezco a Carlos Cardona, por sus aportes y comentarios a mi trabajo y a Loreto Córdova quién siempre estuvo pendiente de mí y de mi trabajo.

Agradezco a mis profesores del dgf y especialmente a sus funcionarios: Elvira, Marce, Luz, Pame, Patito y Álvaro. A mis compañeras y compañeros de carrera, a los que se fueron y a los que se quedan. Agradezco de manera especial a Tati, Migue y David a quienes les debo los mejores momentos de mi paso por geofísica. También a Daniela, Ariel y Andrea por ampliar mis formas de ver la vida, en especial a Andrea quién me ha hecho cuestionarme para ser la mejor versión de mi mismo.

Agradezco a quienes me acompañaron en mi proceso universitario desde el comienzo, Dani, Mario, Nico y Fran. Y también a quienes cononocí a lo largo del proceso, Óscar, Paula, Camila y Gaby. Agradezco mi paso por difusión colegios, donde pude tener el apoyo de Pilar, el cariño de Mane y la luz de María José.

Agradezco y atesoro cada momento con el Pato y la Javi. Agradezco la familia que nos dejó el dolor de la partida del Pato, en especial a la pequeña Pascuala Pino, cuya mera existencia me dió ánimo para seguir adelante.

Agradezco a mis amigos de la vida o de Rancagua: Pacita, Perro, Maca, Clau, Albert y Pelao, no saben cuánto me apoyan hasta el día de hoy. También a Alberto, porque sin su ayuda profesional, seguiría entrampado en un 2018 eterno y sin una tesis terminada.

Agradezco a mi familia, a mis padres Lucy y Agustín por aceptar mi camino. A mi hermana Mari quién vivió cotidianamente las adversidades de este proyecto. A la Lela y a la Ro cuyo cariño sentí en cada regreso a casa, a la Marce por ser mi consejera universitaria y finalmente al Cosmo Emilio por su compañía gatuna las noches de estudio o de sueño en Rancagua.

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	3
1.1.1. Objetivo General . . . . .	3
1.1.2. Objetivos Específicos . . . . .	3
<b>2. Contexto Geológico</b>	<b>4</b>
2.1. Geología regional . . . . .	4
2.1.1. Unidades Morfoestructurales . . . . .	6
2.2. Volcán Láscar . . . . .	8
2.2.1. Evolución histórica . . . . .	12
2.2.2. Estudios Anteriores . . . . .	14
<b>3. Marco Teórico</b>	<b>18</b>
3.1. Método Magnetotelúrico . . . . .	18
3.1.1. Ecuaciones de Maxwell . . . . .	19
3.1.2. Tensor de impedancia . . . . .	20
3.1.3. Análisis dimensional . . . . .	22
3.1.4. Aplicación del método magnetotelúrico a Volcanes . . . . .	24
3.2. Geodesia . . . . .	29
3.2.1. Sistema global de navegación satelital (GNSS) . . . . .	29
3.2.2. Posicionamiento de alta precisión . . . . .	31
3.2.3. Aplicación en Volcanes . . . . .	35
<b>4. Metodología</b>	<b>38</b>
4.1. MT . . . . .	38
4.1.1. Datos . . . . .	38
4.1.2. Inversión de datos MT . . . . .	41
4.2. GPS . . . . .	45
4.2.1. Datos de GPS . . . . .	45
4.2.2. Post-procesamiento de Series de Tiempo . . . . .	47
4.2.3. Análisis de Componente Principal (PCA) y Modo Común de Error (CME) . . . . .	51
<b>5. Resultados</b>	<b>54</b>
5.1. MT . . . . .	54
5.1.1. Análisis Preliminar de datos MT . . . . .	54
5.1.2. Ajuste de la inversión . . . . .	57

5.1.3.	Resultados de la inversión ModEM . . . . .	58
5.2.	GPS . . . . .	64
5.2.1.	Series de Tiempo GPS . . . . .	64
5.2.2.	Análisis de Componente Principal PCA . . . . .	66
<b>6.</b>	<b>Discusión</b>	<b>74</b>
6.1.	MT . . . . .	74
6.1.1.	Estructuras superficiales . . . . .	74
6.1.2.	Estructuras de profundidad intermedia . . . . .	77
6.2.	GPS . . . . .	83
6.3.	Interpretación Conjunta . . . . .	92
	<b>Conclusión</b>	<b>93</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>105</b>
	<b>A. Actividad Histórica registrada del Volcán Láscar</b>	<b>106</b>
	<b>B. Curvas de Resistividad Aparente estaciones de MT</b>	<b>108</b>
	<b>C. Series de Tiempo Posicionales GPS con su Ajuste y Residual</b>	<b>119</b>
	<b>D. Ajuste por estación modEM</b>	<b>142</b>
	<b>E. Algoritmos Bayesianos</b>	<b>162</b>

# Índice de Tablas

2.1. Resumen de actividad reciente en Volcán Láscar. Fuentes: <sup>a</sup> : Oficina Nacional de Emergencia (ONEMI), <sup>b</sup> : Buenos Aires Volcanic Ash advisory Center (VAAC), <sup>c</sup> : Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). . .	13
2.2. Resumen de Estudios del Volcán Láscar . . . . .	16
4.1. Características de las estaciones gps del Volcán Láscar. . . . .	45
5.1. Resultados para estimación del salto . . . . .	70
6.1. Petrologías de las Unidades del Volcán Láscar . . . . .	77
6.2. Parámetros para búsqueda de familias de soluciones para el Algoritmo de Metrópolis. . . . .	87
6.3. Resultado de la solución de los parámetros, para los 3 modelos escogidos. . .	87

# Índice de Ilustraciones

2.1. Mapa de contexto regional enmarcada la zona de estudio del Volcán Lásçar, extraído de Allmendinger et al. (1997) . . . . .	5
2.2. Mapa con unidades morfoestructurales, modificado de Ramírez and Gardeweg (1982) . . . . .	7
2.3. Mapa geológico simplificado del Volcán Lásçar, modificado de Gardeweg (2011)	11
2.4. Modelo de interacción de Sistema hidrotermal con sistema volcánico propuesto por Tassi et al. (2009) . . . . .	16
2.5. Resumen de la información a partir de sensores remotos en el volcán Lásçar para el período 2000-2016. Se destaca la figura central dónde se observan los cambios de radiación y consecuentemente los cambios de temperatura analizados por González et al. (2015). Extraído de Reath et al. (2019) . . . . .	17
3.1. Representación gráfica del tensor de fase extraído de Caldwell et al. (2004) .	23
3.2. Ejemplo de Parámetros de MT, se grafican las 4 componentes del Tensor de Impedancia $\mathbf{Z}$ , las flechas de inducción según convención de Parkinson y las Elipses de fase. . . . .	24
3.3. Conductividad eléctrica de elementos encontrados en el subsuelo extraído de González-Álvarez et al. (2016) (modificado de Palacky (1988)) . . . . .	24
3.4. Conductividad en función de la temperatura y el contenido de agua para dacitas comparado con riolita y otro modelo, extraído de Laumonier et al. (2015)	25
3.5. Comparación curvas de resistividad y tomografía para el estudio del Volcán Uturuncu, extraído de Comeau et al. (2016) . . . . .	27
3.6. Resultados de MT para sistemas volcánico (Long Valley Caldera) y su relación con sismicidad volcánica, extraído de Peacock et al. (2016) . . . . .	27
3.7. Modelos conceptuales y su relación con modelo de MT para volcán Teide, extraído de Piña-Varas et al. (2018) . . . . .	28
3.8. Proceso de Trilateración, debido a que los receptores miden pseudodistancias a un satélite y no ángulos, la señal puede provenir de cualquier lugar alrededor de un perímetro de igual pseudodistancia (curvas de color). La intersección de éstos perímetros indican la posición exacta del receptor (punto blanco) . . .	30
3.9. Estimación del desfase entre señales caso Pseudo-Rango, extraído de Blewitt (1997) . . . . .	32
3.10. Algunas fuentes de error en mediciones GPS, extraído de Rivera Berrios (2015)	33
3.11. Relación entre deformación y procesos volcánicos, extraído de Biggs and Pritchard (2017) . . . . .	35
3.12. Modelo de Mogi . . . . .	36



3.13. Comparación modelos de Mogi y McTigue (con y sin topografía) en componentes cartesianas, para los parámetros $a=500$ m, $d=1500$ m, $p/\nu=0.001$ y $\mu=0.25$ , con una topografía $h= 300$ m. . . . .	37
3.14. Ejemplo de FEM, extraído de Hickey et al. (2015) . . . . .	37
4.1. Montaje en terreno de estación de magnetotelúrica . . . . .	38
4.2. Estaciones MT Láscar, en rojo estaciones medidas durante campañas en 2007 y 2010 por Díaz et al. (2012), en verde estaciones nuevas medidas durante 2017 . . . . .	39
4.3. Comparación entre estación ruidosa (L05) y una normal(L12) para visualizar datos. . . . .	40
4.4. Efecto de Static Shift:L02 presenta desplazamiento vertical en curvas de resistividad aparente, mientras que L12 no. . . . .	41
4.5. Comparación componentes del Tensor de impedancia, para L07 y L20 hechos en el mismo punto pero con 10 años de diferencia. . . . .	42
4.6. Grilla que incluye topografía con celdas en modelo inicial para la inversión LA17 . . . . .	43
4.7. Herramientas de edición 3DGrid, enmascarando datos anómalos . . . . .	44
4.8. Evolución del RMS para distintas inversiones . . . . .	44
4.9. Estaciones continuas GPS mantenidas por OVDAS . . . . .	45
4.10. Disponibilidad estaciones gps . . . . .	46
4.11. Ejemplo de serie cruda procesada por Gipsy-Oasis . . . . .	47
4.12. Matriz $\mathbf{G}$ de diseño para inversión de mínimos cuadrados . . . . .	49
4.13. Ajuste del modelo de trayectoria (en rojo) . . . . .	50
4.14. Residual del ajuste ( $\mathbf{d} - \mathbf{d}_{\text{pred}}$ ) . . . . .	50
4.15. Interpretación de la Descomposición en componentes principales, extraído de Mieres Madrid (2019) . . . . .	51
4.16. Red GPS ampliada para estimar CME estaciones instaladas y operadas por CALTECH, CSN, IPOC y OVDAS. . . . .	52
5.1. Perfil N-S con la representación gráfica del tensor de fase . . . . .	56
5.2. Tensores de Fase y Flechas de inducción según convención de Parkinson, para algunos períodos seleccionados . . . . .	56
5.3. Errores de ajuste para modelo final LA17, en triángulo se agrega como referencia la ubicación aproximada del volcán Láscar . . . . .	57
5.4. Ejemplo de ajuste para 2 estaciones, mientras se ajusta muy bien la estación LA08, la estación LA10 presenta el peor ajuste . . . . .	58
5.5. Curvas de resistividad aparente para estaciones L06 y L10, que muestran una alta conductividad en superficie. . . . .	59
5.6. Curva de resistividad aparente para LA08, observándose un comportamiento concordante con la zona de resistividad bajo el edificio volcánico . . . . .	60
5.7. Curva de resistividad aparente para LA18, observándose un comportamiento concordante con la zona conductora al sur-este del volcán . . . . .	60
5.8. Resultado para profundidades aprox de: 1km, 2km, 3km, 5km, 7km y 8.5 km. En recuadro se destacan estaciones cuyas curvas de resistividad aparente son concordante con la inversión 5.5 . . . . .	61
5.9. Trazado aproximado de los perfiles A con orientación principal norte-sur 5.11 y perfil B con orientación principal este-oeste 5.10 . . . . .	62
5.10. Perfil B con curvas de Isoresistividad . . . . .	62

5.11. Perfil A con curvas de Isoresistividad . . . . .	63
5.12. Serie de tiempo residual para estación TALA . . . . .	64
5.13. Serie de tiempo residual para estación PUNA . . . . .	65
5.14. Serie de tiempo residual para estación QUEB . . . . .	66
5.15. Modos principales de la descomposición PCA para cada componente de la red ampliada. . . . .	67
5.16. Respuesta temporal para los 3 modos principales (comp E) . . . . .	67
5.17. Respuesta espacial Horizontal para 3 modos principales . . . . .	68
5.18. Respuesta espacial Vertical para 3 modos principales . . . . .	68
5.19. Residual y modo 3 para estación PUNA (notar la diferencia de escala). . . .	69
5.20. Residual y modo 3 para estación QUEB (notar la diferencia de escala). . . .	69
5.21. Estimación de salto para PC3 estación PUNA, en rojo fechas entre las que se estimó el salto . . . . .	71
5.22. Estimación de salto para PC3 estación QUEB, en rojo fechas entre las que se estimó el salto . . . . .	72
5.23. Desplazamientos horizontales estimados en la ventana de tiempo 2015/06 - 2016/04 . . . . .	73
6.1. Resultados en planta, para algunas profundidades . . . . .	75
6.2. Resultado para perfil A de la figura 5.9 . . . . .	75
6.3. Resultados inversión de MT previa en zona del volcán Láscar, extraída de Díaz et al. (2012) . . . . .	76
6.4. Modelo de sistema geotermal en pendiente, propuesto por (Anderson et al., 2000) . . . . .	76
6.5. Histogramas para rangos de resistividad del fluido silicatado según parámetros de ZC y ZR . . . . .	78
6.6. Resistividad modelada para ZR, en líneas segmentadas el intervalo [100-120] $\Omega\text{m}$ . . . . .	80
6.7. Resistividad modelada para ZC, en líneas segmentadas el intervalo [35-45] $\Omega\text{m}$	80
6.8. Interpretación de ascenso magmático postulado por Aizawa et al. (2014) para los volcanes de Kirishima (Japón) . . . . .	81
6.9. Interpretación de resistividades para volcán Uturuncu, del resumen del pro- yecto PLUTONS ((Pritchard et al., 2018)) . . . . .	82
6.10. Correspondencia temporal entre sismicidad, fumarola y señal transiente para estación QUEB (E), los datos en negro en la señal transiente indican períodos sin cobertura de datos y son producto de la metodología del cálculo del PCA. Las líneas verticales amarillas indican períodos de alertas amarillas emitidas por el OVDAS. . . . .	84
6.11. Correspondencia temporal entre sismicidad, fumarola y señal transiente para estación PUNA (E), los datos en negro en la señal transiente indican períodos sin cobertura de datos y son producto de la metodología del cálculo del PCA. Las líneas verticales amarillas indican períodos de alertas amarillas emitidas por el OVDAS. . . . .	84
6.12. Mapa de las principales unidades estructurales cerca del Volcán Láscar, desta- cando la ubicación del Volcán Láscar y la Falla Miscanti. Modificado de Aron et al. (2008) . . . . .	85
6.13. Resumen del algoritmo de Metrópolis extraído de Dong et al. (2019) . . . . .	86

6.14. Histogramas e Histogramas 2D que representan el espacio de soluciones para los Parámetros de Presión, Radio y Profundidad. . . . .	89
6.15. Resultado de 3 soluciones específicas en orden ascendente-descente: Máxima verosimilitud, Promedio, Mediana. . . . .	90
6.16. Resultado de 3 soluciones específicas en orden ascendente-descente: Máxima verosimilitud, Promedio, Mediana. Se proyecta la observación en componente radial. . . . .	91
B.1. Curva de resistividad aparente estación LA01 . . . . .	108
B.2. Curva de resistividad aparente estación LA02 . . . . .	109
B.3. Curva de resistividad aparente estación LA03 . . . . .	109
B.4. Curva de resistividad aparente estación LA04 . . . . .	110
B.5. Curva de resistividad aparente estación LA05 . . . . .	110
B.6. Curva de resistividad aparente estación LA06 . . . . .	111
B.7. Curva de resistividad aparente estación LA07 . . . . .	111
B.8. Curva de resistividad aparente estación LA08 . . . . .	112
B.9. Curva de resistividad aparente estación LA09 . . . . .	112
B.10. Curva de resistividad aparente estación LA10 . . . . .	113
B.11. Curva de resistividad aparente estación LA11 . . . . .	113
B.12. Curva de resistividad aparente estación LA12 . . . . .	114
B.13. Curva de resistividad aparente estación LA13 . . . . .	114
B.14. Curva de resistividad aparente estación LA14 . . . . .	115
B.15. Curva de resistividad aparente estación LA15 . . . . .	115
B.16. Curva de resistividad aparente estación LA16 . . . . .	116
B.17. Curva de resistividad aparente estación LA17 . . . . .	116
B.18. Curva de resistividad aparente estación LA18 . . . . .	117
B.19. Curva de resistividad aparente estación LA19 . . . . .	117
B.20. Curva de resistividad aparente estación LA20 . . . . .	118
B.21. Curva de resistividad aparente estación LA21 . . . . .	118
C.1. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CBAA . . . . .	119
C.2. Residual para estación CBAA . . . . .	120
C.3. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CDLC . . . . .	120
C.4. Residual para estación CDLC . . . . .	121
C.5. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CGUA . . . . .	121
C.6. Residual para estación CGUA . . . . .	122
C.7. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CJNT . . . . .	122
C.8. Residual para estación CJNT . . . . .	123
C.9. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CRIS . . . . .	123
C.10. Residual para estación CRIS . . . . .	124
C.11. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CTLR . . . . .	124
C.12. Residual para estación CTLR . . . . .	125
C.13. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación JRGN . . . . .	125
C.14. Residual para estación JRGN . . . . .	126
C.15. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación MCLA . . . . .	126
C.16. Residual para estación MCLA . . . . .	127
C.17. Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB02 . . . . .	127

C.18.Residual para estación PB02 . . . . .	128
C.19.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB03 . . . . .	128
C.20.Residual para estación PB03 . . . . .	129
C.21.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB04 . . . . .	129
C.22.Residual para estación PB04 . . . . .	130
C.23.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB05 . . . . .	130
C.24.Residual para estación PB05 . . . . .	131
C.25.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB06 . . . . .	131
C.26.Residual para estación PB06 . . . . .	132
C.27.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PMEJ . . . . .	132
C.28.Residual para estación PMEJ . . . . .	133
C.29.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PRNL . . . . .	133
C.30.Residual para estación PRNL . . . . .	134
C.31.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PUNA . . . . .	134
C.32.Residual para estación PUNA . . . . .	135
C.33.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación QUEB . . . . .	135
C.34.Residual para estación QUEB . . . . .	136
C.35.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación RADO . . . . .	136
C.36.Residual para estación RADO . . . . .	137
C.37.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación SPAT . . . . .	137
C.38.Residual para estación SPAT . . . . .	138
C.39.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación TALA . . . . .	138
C.40.Residual para estación TALA . . . . .	139
C.41.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación TTAL . . . . .	139
C.42.Residual para estación TTAL . . . . .	140
C.43.Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación VLZL . . . . .	140
C.44.Residual para estación VLZL . . . . .	141
D.1. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L01 . . . . .	142
D.2. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L02 . . . . .	143
D.3. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L03 . . . . .	144
D.4. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L04 . . . . .	145
D.5. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L06 . . . . .	146
D.6. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L07 . . . . .	147
D.7. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L08 . . . . .	148
D.8. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L09 . . . . .	149
D.9. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L10 . . . . .	150
D.10.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L11 . . . . .	151
D.11.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L12 . . . . .	152
D.12.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L13 . . . . .	153
D.13.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L14 . . . . .	154
D.14.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L15 . . . . .	155
D.15.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L16 . . . . .	156
D.16.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L17 . . . . .	157
D.17.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L18 . . . . .	158
D.18.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L19 . . . . .	159
D.19.Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L20 . . . . .	160

D.20. Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L21 . . . . .	161
--	-----

# Capítulo 1

## Introducción

La actividad volcánica ha sido fundamental para la evolución del planeta tierra tal y como lo conocemos y además, está relacionada con el ser humano desde su aparición como especie. Las erupciones volcánicas si bien pueden resultar en un evento catastrófico tanto por el poder destructivo como por el área abarcada, también han resultado muy provechosas para la humanidad, aportando suelos enriquecidos para la agricultura, energía geotérmica y acumulación de depósitos minerales de interés económico (Siebert et al., 2011).

El estudio de los volcanes permite entender grandes procesos bajo la tierra, sin embargo en la actualidad la volcanología moderna busca responder interrogantes como: ¿Cómo podemos estudiar procesos magmáticos que están ocurriendo bajo volcanes activos? ¿Cómo son la geometría, tamaño, características físicas y químicas de los reservorios magmáticos? ¿Podemos inferir la dinámica del transporte de magma? ¿Podemos usar esa información para hacer un mejor pronóstico del comportamiento futuro de los volcanes? (Poland et al., 2006).

Diversos estudios tanto geológicos, geoquímicos y geofísicos han sido utilizado para intentar responder las preguntas anteriores. Dentro de las técnicas geofísicas más utilizadas están los métodos electromagnéticos y la geodesia.

La geodesia permite registrar los pequeños cambios en la morfología del volcán, éstos cambios pueden o no estar asociados a posibles erupciones y están asociados a procesos internos de los sistemas volcánicos, esta información es ampliamente utilizada por diversos observatorios volcanológicos alrededor del mundo para preveer posibles erupciones (Poland et al., 2006) (Biggs and Pritchard, 2017) (Dzurisin, 2003). Gracias a nuevas fuentes de información como los sensores remotos y a nuevas formas de modelación se ha logrado mejorar la comprensión de sistemas volcánicos. (Pyle et al., 2013) (Hickey et al., 2019)

La magnetotelúrica, un método de prospección electromagnético, ha permitido develar el comportamiento eléctrico del subsuelo a grandes profundidades, siendo muy utilizado para estudios tectónicos (Held et al., 2016) (Reyes-Wagner et al., 2017) y estudios volcánicos (Hill et al., 2015). Así el uso de ésta técnica a permitido generar modelos de reservorios (Mancini de Barbieri, 2018) y ha permitido entender su conexión con sistemas hidrotermales (García and Díaz, 2016).

Debido al contexto tectónico en el cuál está emplazado Chile continental (subducción), es susceptible a muchos desastres socionaturales siendo afectado frecuentemente por grandes terremotos, erupciones volcánicas, aluviones, entre otras. (Gobierno de Chile, 2017) El contexto de subducción anteriormente mencionado, hace que Chile tenga más de 100 volcanes activos (Global Volcanism Program. Volcanoes of the World, 2013), algunos de los cuáles se encuentran cerca de centros urbanos. Si bien la relación con estos centros eruptivos data desde que el ser humano se asentó en el territorio, es hoy cuando aumenta el riesgo volcánico debido al crecimiento demográfico y el aumento del turismo cerca de volcanes activos.

Por lo anterior es que desde el año 2009, Chile cuenta con un plan nacional de vigilancia volcánica basada en monitoreo, evaluación e investigación de los volcanes más peligrosos en Chile. Así hoy se cuenta con una red nacional de vigilancia volcánica que incluye con un observatorio volcanológico que monitorea y centraliza información en tiempo real, principalmente sísmica, geoquímica y geodésica (Cruz, 2013).

El volcán Láscar ubicado en la región de Antofagasta, en el borde Este del Salar de Atacama es uno de los volcanes más activos de la zona norte de Chile, teniendo un ranking de riesgo específico de 14 según el servicio nacional de geología y minería (Sernageomin). Dentro de su actividad reciente destaca una erupción subpliniana durante el año 1993, erupción que destruyó el pequeño pueblo de Talabre, obligándolo a reubicarse y afectó los vuelos de todo el continente sudamericano porque sus cenizas alcanzaron hasta Brasil (Matthews et al., 1997). Debido a lo anterior es continuamente monitoreado con estaciones sismológicas, estaciones de GNSS(Global Navigation Satellite System) continuas y cámaras web.

Si bien el Volcán Láscar ha sido bastante estudiado((Pavez et al., 2006) (Tassi et al., 2009) (Díaz et al., 2012) (González et al., 2015) (González et al., 2016) (de Zeeuw-van Dalssen et al., 2017)) aún quedan muchas preguntas respecto a su comportamiento, estado del ciclo eruptivo actual, características de su reservorio magmático y su interacción con posibles sistemas hidrotermales superficiales. Cada metodología geofísica aporta diferente información respecto a ciertas variables del volcán, así es necesario combinar distintas metodologías para poder obtener mejores modelos conceptuales del volcán, en este caso las metodologías a utilizar son la magnetoteléurica y la geodesia.

## 1.1. Objetivos

### 1.1.1. Objetivo General

Caracterizar estructuras magmáticas bajo el Volcán Láscar mediante el uso de métodos Geofísicos

### 1.1.2. Objetivos Específicos

- Procesar datos geodésicos de estaciones continuas de GPS para obtener series de tiempo de GPS.
- Identificar en series de tiempo de GPS señales asociadas a la actividad del volcán.
- Caracterizar las fuentes de deformación en series de tiempo GPS. Corrección CC: Utilizar series temporales con el fin de modelar las fuentes de deformación.
- Realizar mediciones y procesar datos de magnetotelúrica para analizar la existencia de estructuras en profundidad
- Realizar una inversión en 3 dimensiones de los datos de magnetotelúrica con el fin de obtener un modelo de conductividad en profundidad.
- Complementar e interpretar los resultados de ambos métodos para entender procesos magmáticos y estructuras bajo el volcán.



# Capítulo 2

## Contexto Geológico

### 2.1. Geología regional

El volcán Lászar está ubicado en la región de Atacama, latitud  $23^{\circ} 22'S$  longitud  $67^{\circ} 41'O$ . Está en el arco volcánico al este del *plateau* del Altiplano-Puna, al oeste del Salar de Atacama.

El *plateau* Atliplano-Puna ubicado en los Andes Centrales es el *plateau* más alto asociado con un gran arco magmático. Su superficie está cubierta por salares, relleno cuaternario y rocas volcánicas principalmente ignimbritas del Mioceno al Plioceno lo que se conoce como el Complejo del Altiplano Puna (De Silva, 1989). Localmente se observa basamento exhumado de rocas del ordoviciano y del cretácico (Allmendinger et al., 1997). Además en los límites norte y sur presenta un régimen de esfuerzos de extensión norte-sur (Froidevaux and Isacks, 1984).

A modo de historia de la zona de estudio, enmarcada en rojo en la figura 2.1, se divide en las siguientes 3 etapas principales según Henríquez (2012):

- Prerift Proterozoico-Paleozoico: Fase orogénica asociada a colisión y acreción de terrenos (Charrier et al., 2007). En su registro estratigráfico destacan secuencias sedimentarias y al final del período cuerpos intrusivos y magmáticos. Se destacan depósitos en lo que hoy es el Cordón de Lila (Henríquez, 2012).
- Sinrift Permotriásico a Cretácico temprano: Se desarrollan varios episodios extensivos o de rift a lo largo de todo el margen occidental (Charrier et al., 2007). El primer episodio corresponde al rift Permotriásico, dónde en las cuencas extensionales en Chile y parte de Argentina, se depositan secuencias volcano sedimentarias provenientes de un arco al Oeste, depósitos que se denominan Formación Peine y Cas (Ramírez and Gardeweg, 1982) y que se pueden observar en la Precordillera y el Cordón de Lila (Henríquez, 2012). Otro episodio extensivo relevante de la fase corresponde a la extensión jurásica tipo trasarco, dónde se generan cuencas al este de la actual Cordillera de la Costa, que en aquel entonces correspondía al arco magmático, registro de lo anterior se puede encontrar en la cordillera Domeyko.

- Sinorogénico Cretácico Superior a Reciente: Se producen sucesivas fases compresivas (Charrier et al., 2007). Se destaca la Fase Peruana que produce el alzamiento de la cordillera de Domeyko y genera la cuenca del Salar de Atacama, cuenca conectada a otra en el oeste asociada a una transgresión del océano atlántico. Luego de la Fase compresiva KT, durante el Eoceno medio, la Fase Incaica generó una importante compresión de la cordillera de Domeyko y de la Cuenca del Salar de Atacama, la Puna y la Cordillera Oriental, se observan incluso rotaciones tectónicas en la Cordillera Domeyko. Sucesivas fases menores hacen que a partir del Mioceno medio se establezca en arco volcánico en la actual posición, con la cordillera oriental y la cuenca del Salar de Atacama ya claramente definidas (Henríquez, 2012). Finalmente durante el Mioceno superior, Plioceno y Pleistoceno una fuerte actividad volcánica produce depósitos de ignimbritas, período en el cuál se depositan gravas al oeste de la cuenca del Salar de Atacama, formando el Llano de la Paciencia (Ramírez and Gardeweg, 1982) (Cofré Arzola et al., 2018).

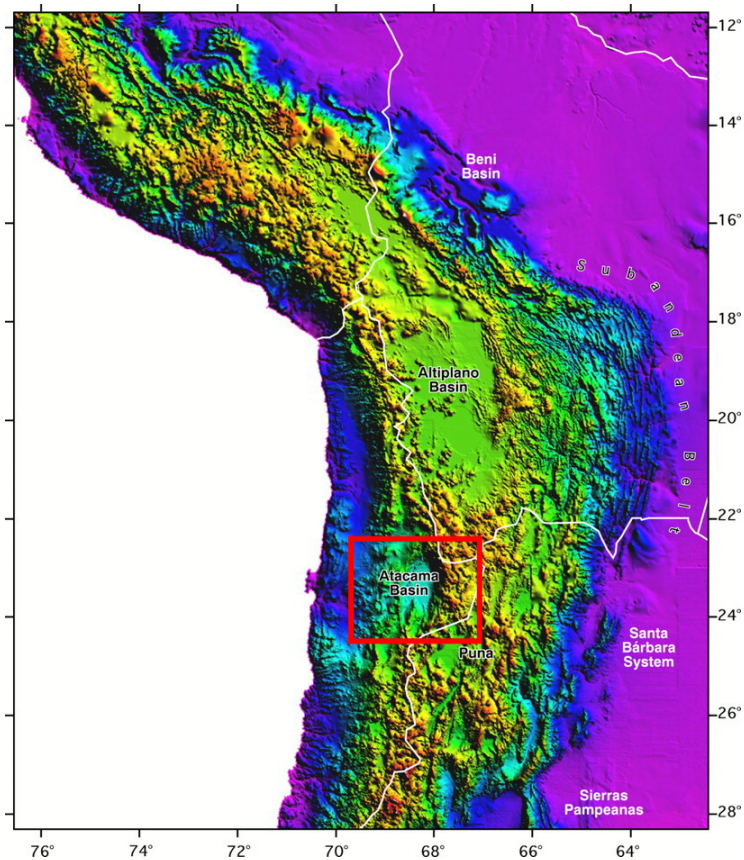


Figura 2.1: Mapa de contexto regional enmarcada la zona de estudio del Volcán Láscar, extraído de Allmendinger et al. (1997)

### 2.1.1. Unidades Morfoestructurales

Dentro del área alrededor del volcán Láscar se destacan las siguientes unidades geomorfológicas de oeste a este como se puede ver en la figura 2.2 las que son extraídas de la hoja Toconao (Ramírez and Gardeweg, 1982):

- Cordillera de Domeyko: Caracterizada por un relieve rugoso y escarpado de características áridas con presencia de cañones. Presenta una altura promedio de 3000 m.s.n.m. Está constituida principalmente por rocas mesozoicas y cenozoicas. Estructuralmente presenta fallamiento inverso en su lado oriental.
- Llano de la Paciencia: Depresión alargada en sentido norte-sur de 80 km de largo. Su altura promedio es de 2300 m.s.n.m. posee un depósito salino en la parte oriental. Está cubierto de depósitos aluviales de origen cuaternario.
- Cordillera de la Sal: Cordón montañoso de baja altura de aprox 4 km de ancho con una altura promedio de 2500 m.s.n.m. Constituido por formaciones continentales del cenozoico superior con intercalaciones salinas. Se identifica principalmente la Formación San Pedro, una secuencia de areniscas y limolitas con intercalaciones de sal y yeso y la Formación El campamento compuesta por tobas limo y sal. Estructuralmente presenta anticlinales y sinclinales con orientación norte sur y se observa la presencia de diapirismo.
- Salar de Atacama: Depresión de aprox 4200 km<sup>2</sup> de extensión, constituida en un 75 % por depósitos salinos (cloruros y sulfatos) y presenta lagunas en la parte periférica. Su superficie está cubierta de costras (cubiertas evaporíticas) de espesor variable de cm a metros, con niveles freáticos someros.
- Cordón de Lila: Cordón montañoso ubicado al sur del Salar de Atacama, de relieve abrupto e intersectado por quebradas posee una altura promedio de 3200 m.s.n.m. Las unidades más importantes corresponden a la formación Las Lilas, secuencia constituida por areniscas, conglomerados, lutitas y andesitas del devónico superior; Formación Cas una unidad volcánica compuesta por dacitas y la unidad Estratos Cerros Negros constituidas por lavas andesíticas del Triásico-Jurásico inferior. Además existe presencia de intrusivos plutónicos tales como tonalita y granito.
- Precordillera: Unidad entre el Salar de Atacama y la Cordillera de los Andes, presenta una topografía rugosa cortada por numerosas quebradas de hasta 200 m de profundidad. Además de afloramiento de la Formación Peine (secuencia volcanoclástica) se observa la formación Estratos de Quepe, unidad sedimentaria clástica de areniscas y conglomerados del triásico. Dada la pendiente existen depósitos aluviales y depósitos piroclásticos (Socaire-Tumisa y El Abra) del plioceno, depositados sobre la ignimbrita Patao (plioceno). Estructuralmente se observa fallamiento inverso, cortando localmente la ignimbrita Patao.

- Cordillera de los Andes: Constituida principalmente por numerosos centros volcánicos, entre las estructuras se forman planicies donde existe la presencia de salares. Se diferencian 2 unidades mayores, unidades de ignimbritas y unidades de estrato-volcanes. Las ignimbritas consisten en tobas soldadas dacíticas y riolíticas, están relacionadas con un volcanismo altamente explosivo y poseen un rango de datación entre el Mioceno superior y el Plesitoceno-Holoceno, las 7 unidades son: Ignimbrita la Pacana, Ignimbrita Toconao, Ignimbrita Atana, Ignimbrita Tucúcaro, Ignimbrita Patao, Ignimbrita Cajón e Ignimbrita Tuyajto. Por su parte, en la unidad de estrato volcanes, se agrupan todos los productos volcanicos especialmente lavas, las que petrográficamente se distinguen 4 tipos de litologías principales: dacitas, andesitas de hornblenda y/o biotita, andesitas de piroxeno, andesitas basálticas y basaltos. Se ordenan de segun episodios de volcanismo, de más antiguos a más jóvenes: Estratos Volcanes I (Mioceno superior), Estrato Volcanes II (Plioceno), Estrato Volcanes III (Plio-Pleistoceno), Estrato Volcanes IV (Cuaternario). En el grupo IV es dónde se ubica el volcán Láscar.

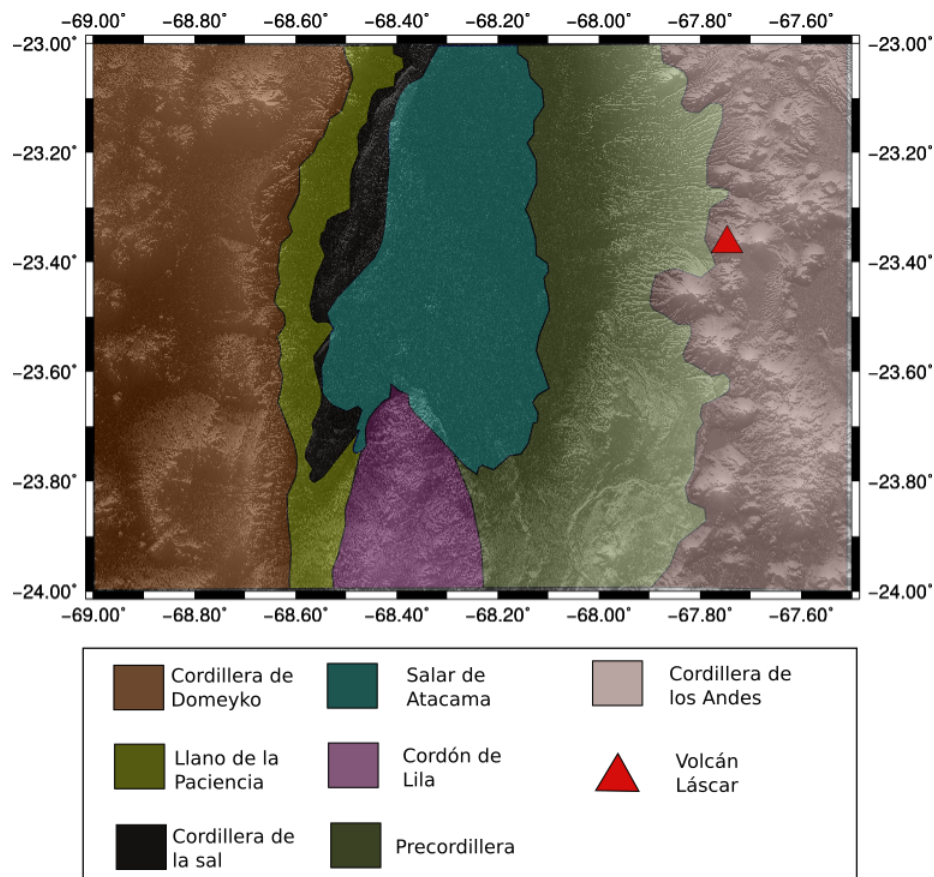


Figura 2.2: Mapa con unidades morfoestructurales, modificado de Ramírez and Gardeweg (1982)

## 2.2. Volcán Láscar

El volcán Láscar es un estrato volcán formado por 2 conos irregulares truncados con elongación este-noroeste y oeste-suroeste (Gardeweg, 2011). Dentro del área de interés del volcán se observan depósitos de volcanes vecinos, formaciones que actúan como sustrato y además 4 principales depósitos correspondientes a la historia geológica del volcán, como se aprecia en la figura 2.3.

Así las unidades son:

- Sustrato: Incluye rocas ígneas y volcano-sedimentarias del basamento Permo-Triásico y rocas volcánicas y sedimentos volcánicos (ignimbritas) del Cenozoico Superior. Si bien no se exhuman en superficie se cree que el basamento tiene rocas carbonatadas, que son explicadas por la presencia de xelonitos calcosilicatados (Matthews et al., 1996).
  - Grupo Peine: Incluye la formación Peine y Cas (Ramírez and Gardeweg, 1982), secuencia volcánica, volcanoclástica y subordinadamente continental, relacionada con un cinturón magmático en el Paleozoico Superior- Triásico. (Gardeweg, 2011).
  - Granitoides del Permo-Triásico: Pórfidos granodioríticos que atraviesan el grupo anterior, se correlaciona al Permo-triásico. Éstos cuerpos generaron un metamorfismo termal extensivo en las rocas que los albergaron y en algunos lugares se desarrolló alteración hidrotermal acompañada de mineralización de bajo grado (Gardeweg, 2011).
  - Domos Dacíticos: Conjunto de domos que forman una franja norte-sur, se emplazan a lo largo de una falla de 180 Km de largo de dirección norte-sur que controla la ubicación de otros grandes volcanes del plioceno-cuaternario. Están altamente erosionados (erosión glacial) y su actividad se remonta al plioceno-pleistoceno (Gardeweg, 2011).
  - Planicie Ignimbrítica: Secuencia de 5 a 6 ignimbritas dacíticas y rólíticas de hasta 150 m de espesor, de edades entre el Mioceno Superior y el Plioceno. Son el principal sustrato del volcán. De base a techo: ignimbrita Pujsa, ignimbrita Toconao, ignimbrita Atana, ignimbrita Patao, ignimbrita Pampa Chamaca (Ramírez and Gardeweg, 1982)(Gardeweg, 2011).
- Depósitos otros volcanes: Compone todos los productos de los diferentes estrato volcanes alrededor del volcán Láscar. Dentro de los depósitos se encuentran lavas, domos, depósitos de bloques, depósitos piroclásticos e ignimbritas (de pequeño volumen). Los depósitos tienen principalmente una composición dacítica y andesítica. Los volcanes son según orientación respecto al Láscar : Aguas calientes al este, volcán Tumisa al suroeste y complejo volcánico Cerro Corona al sur. Todos los depósitos son de edad pleistocena (Gardeweg, 2011).
- Depósitos sedimentarios modernos: Depósitos de bajo grado de consolidación, se incluye las gravas de cerros saltar, depósitos glaciales y periglaciales y depósitos eólicos recientes. Las edades varían de edad pleistocena superior a holocena. (Gardeweg, 2011)

- Unidades del Volcán Láscar

1. Unidad Láscar 1: Etapa más antigua del volcán comienza hace >43 k.a. edificio estrato volcánico de composición básica cerca del emplazamiento actual y sus principales productos flujos piroclásticos y coladas de lava (Gardeweg, 2011) (Gardeweg et al., 1998) (Matthews et al., 1999).
  - Colada de lavas negrillares: Conjunto de coladas de bloque, afloran principalmente al oeste del edificio volcánico (Gardeweg, 2011) de composición máfica-andesítica de una edad aprox menor a 43 k.a. (Gardeweg et al., 1998)
  - Depósito Sáltar: Secuencia de depósitos de flujos piroclásticos, es muy grueso, clastosoportado cuyo principal componente corresponde a bombas andesíticas (Gardeweg, 2011), presenta señales de erosión glacial y tiene una edad aprox de 240-110 k.a. (Gardeweg et al., 1998).
  - Depósito Chaile: 2 flujos piroclásticos de grano grueso, de composición andesítica a andesítica basáltica, de edad similar al depósito anterior. (Gardeweg et al., 1998).
2. Unidad Láscar 2: En esta etapa se observa el crecimiento de un domo andesítico hacia el oeste (Matthews et al., 1997), cuya erupción interactúa con masas glaciales, seguido de un período de actividad efusiva (Gardeweg, 2011). Finalmente la etapa termina con la erupción más importante en la historia del volcán, la erupción Sóncor con un volumen eruptado de hasta 15 km<sup>3</sup> (Gardeweg et al., 1998). Se destaca el cambio composicional hacia andesitas más silíceas y dacitas, la datación de los depósitos más viejos de esta unidad, la ubican hace 100-63 k.a. (Gardeweg, 2011).
  - Depósito Piedras Grandes: Depósitos de bloques, de cenizas y de inundación glacial relacionadas con extrusión y colapso de domos interactuando con glaciares (jokulhauks) (Gardeweg, 2011) (Gardeweg et al., 1998). Unidad compuesta principalmente por andesitas silíceas e inclusiones andesíticas-basálticas (Gardeweg, 2011).
  - Coladas de lava del cono occidental: Conjunto de lavas que afloran en flancos noroeste, oeste, suroeste y sur del edificio (Gardeweg, 2011). Destacan las coladas *serpiente* y *capricornio* por ser las más extensas. De composición variada dacitas, andesitas porfídicas y andesitas basálticas, resultado de un proceso de mezcla de magmas (Matthews et al., 1994).
  - Unidad Sóncor: Unidad producto de la erupción más grande registrada en la historia geológica del volcán, de características plinianas. Dentro de esta unidad se encuentran depósitos de ignimbritas con variaciones de facies y zonada con un volumen actual de 5 km<sup>2</sup>. Además existen depósitos de flujos piroclásticos y depósitos piroclásticos de caída que se extienden hasta 27 km del volcán. La composición del depósito varía de andesita a riodasita (Gardeweg, 2011) (Gardeweg et al., 1998).

3. Unidad Láscar 3: Al comienzo de la etapa se observa un período de inactividad, con alta erosión debido a un período climático denominado Michin (Gardeweg, 2011) y al último máximo glacial generando cambios en las morfologías de depósitos anteriores destacándose formaciones fluvioglaciales como abanicos laháricos (Gardeweg et al., 1998). Con la reactivación se forma una estratocono andesítico dacítico en el cono de la erupción Sóncor (Matthews et al., 1999), dando lugar a la erupción Tumbre y a su consecuente depósito de aprox 0.6 Km<sup>2</sup> (Gardeweg et al., 1998).
  - Depósito de abanico lahárico: Depósito brechoso polimíctico no consolidado, producto del clima húmedo en la zona hace 26.7-16.5 k.a. El material de origen serían depósitos de la erupción Sóncor.
  - Depósito Tumbre: Depósitos que provienen de la erupción del domo andesítico-dacítico emplazado en el cráter de la erupción Sóncor (Gardeweg et al., 1998). Se identifica un depósito de escoria andesítica que no supera 1km<sup>3</sup>, un depósito de flujo de escorias andesíticas de al menos cuatro unidades de flujo y un depósito piroclástico de caída de pomez andesíticas (Gardeweg, 2011). Se destaca la presencia de clastos líticos como xenolitos pirometamórficos calcosilicatados, que provendrían del sustrato (Gardeweg et al., 1998) (Matthews et al., 1994) (Gardeweg, 2011).
  - Aglutinado Mánquez: Asociada con la última fase de la erupción Tumbre, es una unidad de aglutinados andesíticos fuertemente soldados, que no supera los 2 km de longitud (Gardeweg, 2011).
4. Unidad Láscar 4: En esta etapa la actividad volcánica se desplaza hacia el este. Se formaron 3 cráteres anidados en la cumbre del cono oriental, con diámetros entre 600 y 1000 m, el occidental se encuentra activo actualmente (Gardeweg, 2011).
  - Colada de Lava Tumbre Talabre: Colada de lava de entre 20 y 30 m de espesor y de longitud de 8km, está asociada al primer cráter (más oriental) formados en el período. De una edad de 7.1 k.a., y de composición andesítica. (Gardeweg et al., 1998) (Gardeweg, 2011)
  - Depósitos Piroclásticos Vulcanianos: Depósitos de espesor variable, principalmente fragmentos de lavas y piroclastos, asociados a sucesivas erupciones vulcanianas en este período. De composición andesítica y dacítica, con evidencias de exposición a altas temperaturas (Gardeweg, 2011).
  - Depósitos erupción 1993: Depósitos de la erupción subpliniana de Abril de 1993, con un volumen eruptado de aprox 0.1 km<sup>3</sup>. Se clasifica en depósitos de flujos piroclásticos que forman una ignimbrita de poco volumen, no soldada con mala selección y depósitos piroclásticos de caída que fue retrabajado por factores ambientales. El depósito es composicionalmente andesítico (Gardeweg, 2011).

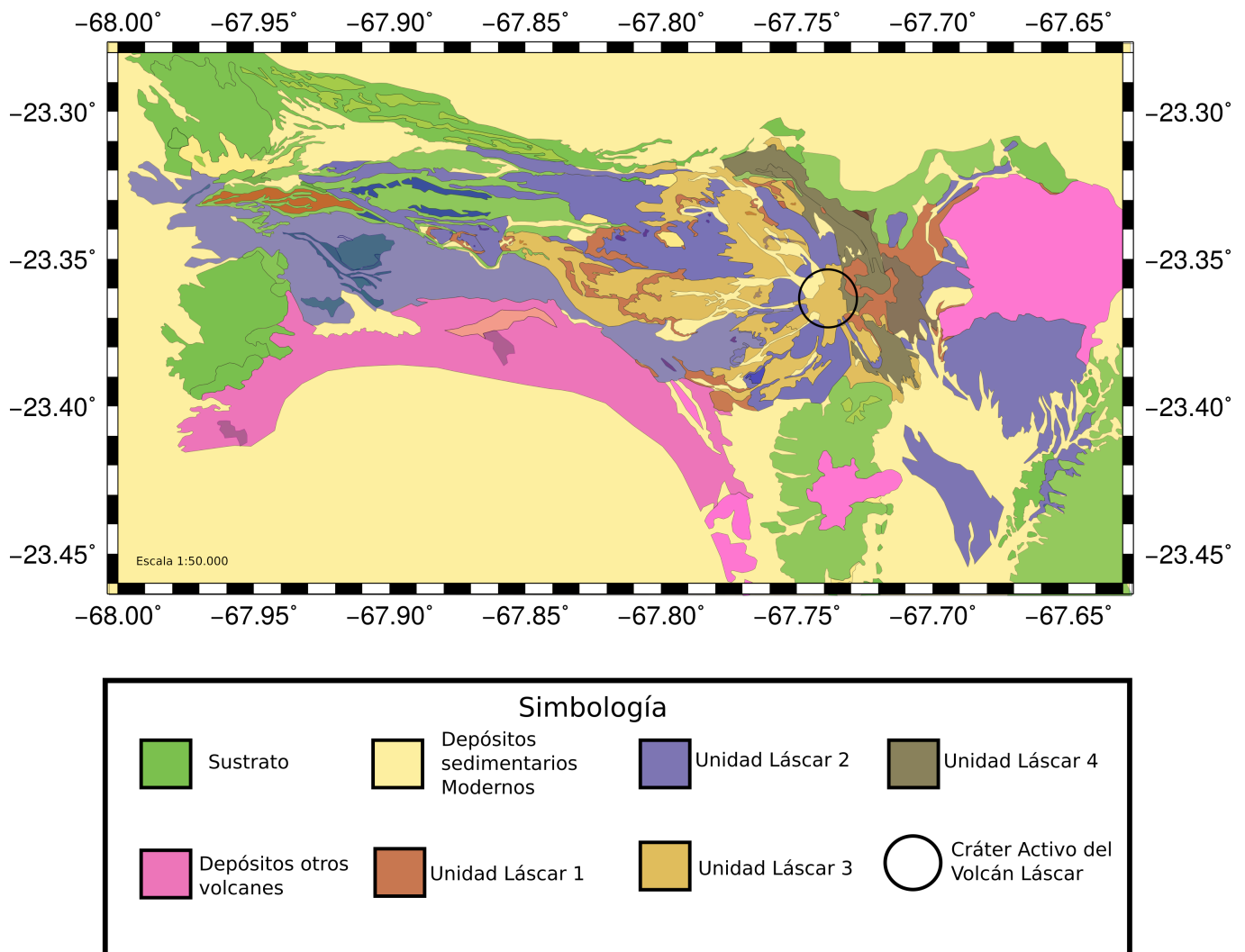


Figura 2.3: Mapa geológico simplificado del Volcán Láscar, modificado de Gardeweg (2011)



### 2.2.1. Evolución histórica

Los primeros registros históricos del volcán datan de 1854, realizados por el naturalista Rodolfo Phillipi mientras hacía una expedición en el desierto de Atacama, sin embargo el volcán ya era conocido por los habitantes originarios de la zona, atacameños, quienes denominaban al volcán como *Láskar* que significa *lengua* en atacameño. (Casertano and Barozzi, 1961).

Durante los años 1875, 1883, 1885, 1899, 1933, 1951, 1959, 1960, 1964 y 1972 se registran reportes de actividad en el volcán cuyo resumen se puede ver en el Anexo A, principalmente erupciones del tipo freatomagmáticas (interacción de agua subterránea con sistema volcánico) y actividad fumarólica (González-Ferrán et al., 1995). Sin embargo es a partir del año 1984 cuando el volcán entra en una fase eruptiva, que desencadena la erupción subpliniana de 1993 (Matthews et al., 1994).

La actividad entre 1984 y 1993 es explicada por Matthews et al. (1997) en función de ciclos de crecimiento y subsidencia de domos, desgasificación y erupciones explosivas, los ciclos son divididos en:

**Ciclo I:** Ocurrido entre 1984 y 1986. En 1984 se detecta una anomalía termal en el cráter activo, interpretado como un domo de lava de temperatura cercana a 800-1000 °C (González-Ferrán et al., 1995). Luego se presenta solo actividad fumarólica, hasta la explosión Vulcaniana de Septiembre de 1986 con una columna eruptiva de 10 km cuyos principales productos fueron pequeños fragmentos de lava y ceniza registrada en Salta a 285 Km del volcán. Antes de la explosión la única evidencia de subsidencia del domo, provino de una disminución en la actividad termal antes de la erupción (Matthews et al., 1997).

**Ciclo II:** Ocurrido entre 1986 y 1990. No existe registro de la actividad del volcán entre 1986 y 1987, recién en 1988 se tiene registro de erupciones freatomagmáticas acompañadas de columnas eruptivas de entre 1 y 3 km de altura. (González-Ferrán et al., 1995). En la primera parte de 1989 se tiene evidencia de la extrusión de un domo de lava, acompañada de fumarolas y ruidos subterráneos. En Octubre de 1989 se observa el comienzo de la subsidencia del domo debido a pequeñas erupciones freatomagmáticas que dejaron al domo con fracturas. A fines de 1989 erupciones freáticas con columnas de hasta 2 km compuestas principalmente de vapor, fueron acompañadas de un mínimo de actividad termal que indicarían un taponamiento del sistema (González-Ferrán et al., 1995). Finalmente en Febrero de 1990 ocurre un explosión vulcaniana con 3 pulsos principales, formando un columna eruptiva de entre 8-14 km. (Matthews et al., 1997).

**Ciclo III:** Ocurrido entre 1990 y 1993. Luego de la erupción de Febrero se registra alta actividad fumarólica y escasa sismicidad, con una pequeña erupción en Abril de 1990, actividad relacionada con el colapso del domo debido a fracturas (González-Ferrán et al., 1995). En Marzo de 1992 se observa la aparición de un nuevo domo coincidente con un peak de radianza termal, se registran erupciones menores entre Mayo y Junio. Más tarde se observan signos de subsidencia del domo hasta su desaparición en Marzo de 1993. Finalmente la erupción de Abril de 1993 se caracteriza por los siguientes eventos:

Actividad sísmica, la erupción explosiva (cuya pluma se dispersó hasta el sur de Brasil), flujos piroclásticos y emplazamiento de un nuevo domo en el cráter central. Se estima que la erupción, clasificada como pliniana, eyectó del orden de  $0.1 \text{ km}^3$  de magma y 400 Kilotones de  $SO_2$  (González-Ferrán et al., 1995) (Matthews et al., 1997).

**Ciclo IV** : Ocurrido entre 1993 y 1994. A fines de Abril de 1993 se observa la existencia de otro domo, asociado a un aumento de sismicidad de largo período (LP). A pesar de registrarse una pequeña erupción vulcaniana en Agosto, este período se caracteriza por la subsidencia del domo, evidenciado por la disminución de la radianza termal. Finalmente en Diciembre de 1993 se produce una erupción vulcaniana con una columna eruptiva de entre 8 y 10 km. (Matthews et al., 1997). La erupción marca el fin del ciclo, debido a que no se observa un nuevo domo y el comportamiento del volcán parece haber cambiado, pues hasta 1996 se producen erupciones menores sin la presencia de domos (Matthews et al., 1997).

Si bien el volcán presenta actividad continua, debido a la falta de reportes y organismos técnicos encargados existe una ventana de tiempo sin reportes claros respecto al volcán. Sin embargo en la tabla 2.1 se resume la actividad desde el 2004 hasta el presente. Se destaca la existencia de alertas amarillas a partir del 2013, cuando el volcán está siendo monitoreado por varios parámetros técnicos gracias a la existencia del OVDAS (Cruz, 2013).

Fecha	Actividad
9 de Diciembre 2004	Emisión de ceniza. <sup>a</sup>
4 de Mayo de 2005	Erupción con altura de columna entre 4.5 y 10.6 Km sobre el nivel del mar (s.n.m.). <sup>b</sup>
18-28 de Abril de 2006	Serie de explosiones freáticas, acompañadas de columnas entre 3 y 8 km. <sup>a,b</sup>
14 de Agosto de 2006	Serie de pequeñas explosiones freáticas la última con una pluma de 450 m. <sup>b,c</sup>
22 de Enero de 2007	Reporte de emisiones continuas de ceniza. <sup>a</sup>
11 de Marzo de 2007	Reporte de nube de ceniza alcanzando una altura de 5.5-6.7 km s.n.m. <sup>a</sup>
23 de Mayo de 2007	Reporte de pluma de ceniza de altura 9.1 km s.n.m. <sup>a</sup>
18 de Julio de 2007	Reporte de pluma de ceniza de altura 7.6 km s.n.m. <sup>a</sup>
5 de Enero de 2012	Aumenta actividad sísmica, se cambia estado de alerta a amarillo. <sup>b,c</sup>
2-5 de Abril de 2013	Actividad fumarólica, acompañada de incandescencia en el cráter Cambio el estado del volcán a amarillo. <sup>c</sup>
26 de Julio de 2013	Aumento de actividad sísmica, principalmente de eventos Largo Período, se mantiene la alerta amarilla. <sup>c</sup>
30 de Octubre de 2015	Emsión de ceniza volcánica (2,5 km de altura) acompañada de una señal sísmica. Se cambia el estado del volcán a amarillo. <sup>c</sup>
10 de Abril de 2018	Señales sísmicas del volcán, hacen presumir nuevas emisiones freatomagmáticas. Se cambia el estado del volcán a alerta amarilla. <sup>c</sup>

Tabla 2.1: Resumen de actividad reciente en Volcán Láscar. Fuentes: <sup>a</sup>: Oficina Nacional de Emergencia (ONEMI), <sup>b</sup>: Buenos Aires Volcanic Ash advisory Center (VAAC), <sup>c</sup>: Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN).

## 2.2.2. Estudios Anteriores

El volcán Láscar al ser uno de los volcanes más activos de la zona volcánica Central ha sido objeto de diversos estudios, en especial luego de la erupción de 1993. A continuación se presenta un breve estado del arte respecto a las múltiples investigaciones del volcán, con énfasis en los estudios que son complementarios al presente trabajo, además en la tabla 2.2 se puede ver un resumen de la información obtenida las distintas metodologías y sus resultados respecto a un posible reservorio magmático:

1. Petrología: El estudio de los principales productos eruptivos del volcán permiten entender las condiciones de los posibles reservorios magmáticos y los mecanismos a los que fueron expuestos. Todos los productos eruptivos coinciden en una fuente magmática similar incluyendo la erupción de 1993 (Bernard et al., 1996). Se tratan de productos andesíticos-dacíticos destacándose el fenocristal de plagioclasa. Estudios geotermométricos, geobarométricos y el uso de softwares especializados (Conflow), han permitido entender que los productos provienen de una mezcla de magmas y una cristalización fraccionada (Matthews et al., 1994). Así se proponen 2 posibles tipos de reservorios magmático, el primero postula cámaras andesíticas que reciben influjos de máficos generando una mezcla y convección, la base de las cámaras estarían al menos a 12-13 km de profundidad (Matthews et al., 1999) (Vergara and Javier, 2016). El otro tipo de cámara sería una más evolucionada, de características dacíticas con alto porcentaje de volátiles que son movilizadas por el influjo de magmas máficos, por ejemplo la erupción Sóncor sería de estas características cuya cámara estaría a 5-6 km de profundidad (Matthews et al., 1999). Otro aspecto importante es la presencia de xenolitos calcosilicatados como producto eruptivo del volcán (Matthews et al., 1996) posiblemente relacionado con asimilación de sustratos más antiguos que jugarían un importante rol en el reciclaje de evaporitas en la zona (Risacher and Alonso, 2001).
2. Geofísica:
  - Sismología: Antes de una mayor instrumentación del volcán, sólo se tenían datos respecto a campañas específicas como lo fue el proyecto PISCO 94 (Proyecto de Investigación Sismológica de la Cordillera Occidental), es en este proyecto donde se encuentran 2 tipos de señales, un trémor espasmódico (McNutt and Roman, 2015)(Zobin, 2012), secuencia de eventos impulsivos con una gran gama de amplitudes y un tremor armónico (McNutt and Roman, 2015)(Zobin, 2012), señal continua y cíclica no sinusoidal de larga duración. Ambas señales relacionadas con movimientos de fluido al interior del volcán (Hellweg, 1999). Una caracterización más profunda del tremor armónico permite concluir que proviene del movimiento de gases o agua y no de magma, que debe ser generado cerca de la superficie (probablemente en el cráter) y que es generado por cambios en el régimen del fluido y no por la geometría de los conductos volcánicos. (Hellweg, 2000). Usando las estaciones permanentes instaladas por OVDAS González et al. (2016) aplica la técnica de interferometría sísmica de onda (análisis de la CODA de la señal sísmica), para identificar, durante el período de crisis de 2013, un cambio en la velocidad de onda relacionado con cambios de volumen y presión internas del volcán del orden de 1[MPa]. Finalmente Gaete et al. (2019) logra localizar la sismicidad VT y LP

registrada desde 2013 y las relaciona con un sistema hidrotermal del volcán.

- Métodos Electromagnéticos: Una campaña de magnetotelúrica regional incluyó el estudio del volcán. Se logra identificar una zona conductora bajo el volcán a niveles someros (2-3 km) sin embargo se concluye que podrían estar más relacionados a fluidos hidrotermales más que a una fuente magmática, y se identifica una zona conductora a profundidades medias (6km) al sur del volcán posiblemente relacionada con otros volcanes de la zona, sin embargo por limitaciones de estaciones y de procesamiento, se hace difícil un mejor ajuste, no descartando o afirmando la existencia de un reservorio más profundo bajo el volcán (Díaz et al., 2012).
- Sensores Remotos:
  - Interferometría de Apertura de Radar Satelital (Insar): Una gran campaña analizando un gran número de interferogramas detectó grandes centros de deformación en los Andes, sin embargo fue poco efectivo para encontrar fuentes de deformación superficiales y locales (Pritchard and Simons, 2002), sin embargo un intento a escala local en el volcán fue incapaz de observar deformación asociada a la existencia de un reservorio, incluso durante la erupción de 1993, encontrándose sólo una fuente superficial asociada al sistema hidrotermal (Pavez et al., 2006).
  - Ondas infrarrojas de período corto: Principalmente de las misiones Landsat han permitido caracterizar la radiación producida en el cráter del volcán pudiendo asociarla a su dinámica interna (Wooster, 2001). Se pueden calcular cambios en los flujos de calor y cambios de masa, que pueden dar una estimación de volumen extruido, así para el período 2000-2004 que incluyen episodios de pequeñas erupciones vulcanianas, se identifica un mínimo en esas señales antes de la erupción y un máximo en las mismas después de la erupción (ver figura 2.5) lo que estaría relacionado con cambios de presión interna (González et al., 2015).
  - Interferometría de alta resolución: Combinando con modelos de elevación digital y nuevos satélites (Terrasar-X) se ha podido aumentar la resolución de los interferogramas permitiendo observar cambios muy pequeños, especialmente en los cráteres del volcán Láscar, encontrándose que están activos con cambios en la geomorfología de los 3 actuales, siendo los principales procesos fenómenos de deslizamientos (Richter et al., 2018)(de Zeeuw-van Dalssen et al., 2017).
- 3. Geoquímica: Un muestreo de las fumarolas de las emisiones continuas del Láscar permitieron identificar 3 fuentes posibles de las fumarolas, una fuente magmática proveniente de la desgasificación de posibles domos en el cráter, una fuente meteórica (principalmente condensación de aire) y una fuente hidrotermal, las 3 en interacción (Tassi et al., 2009), se destaca la presencia de un sistema hidrotermal propuesto en la figura 2.4. Además el uso de satélites han permitido identificar gases volcánicos destacándose el alto contenido de  $SO_2$  (Tamburello et al., 2014).
- 4. Otros: Una nueva metodología permite relacionar la topografía del volcán con sus in-flujos magmáticos, encontrándose así un posible reservorio a los 14 km de profundidad sin embargo no se descarta la existencia de más reservorios superficiales o profundos independientes (Contreras Vargas, 2017)

Metodología	Autores	Fuente Magmática	Caracterización
Estudios Petrológicos	Bernard et al. (1996) Matthews et al. (1994) Vergara and Javier (2016)	Si	Mezcla de magmas, profundidades 12-13 Km o 5-6 Km
Estudios sismológicos	Hellweg (2000) González et al. (2016) Gaete et al. (2019)	NO	Fuentes hidrotermales superficiales
Estudios Electromagnéticos	Díaz et al. (2012)	Si	Conductores Someros 2-3 Km y conductor a 6Km de profundidad
Estudios de Sensores Remotos	Pritchard et al. (2018) Pavez et al. (2006) González et al. (2015) Richter et al. (2018)	NO	Deformaciones superficiales, cambios en cráter, cambios en flujos de calor
Estudios Geoquímicos	Tassi et al. (2009) Tamburello et al. (2014)	Si	Sistemas hidrotermales y gases de origen magmático
Estudios de Edificio Volcánico	Contreras Vargas (2017)	Si	Fuente profunda de 14 Km no descartándose reservorios más superficiales independientes

Tabla 2.2: Resumen de Estudios del Volcán Láscar

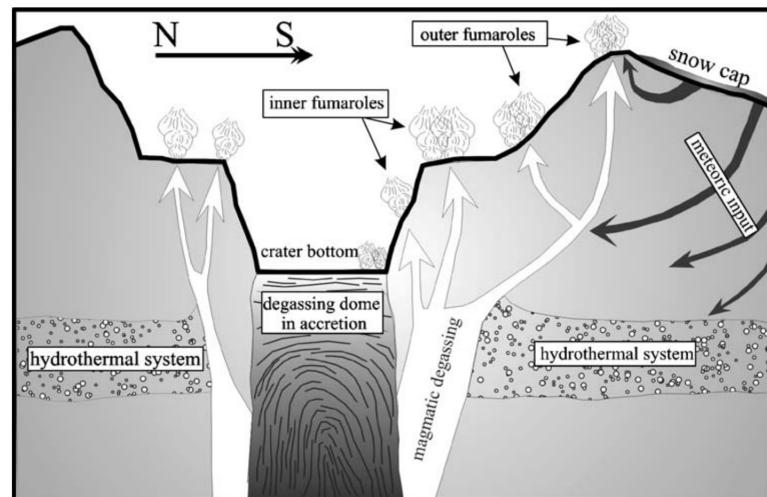


Figura 2.4: Modelo de interacción de Sistema hidrotermal con sistema volcánico propuesto por Tassi et al. (2009)

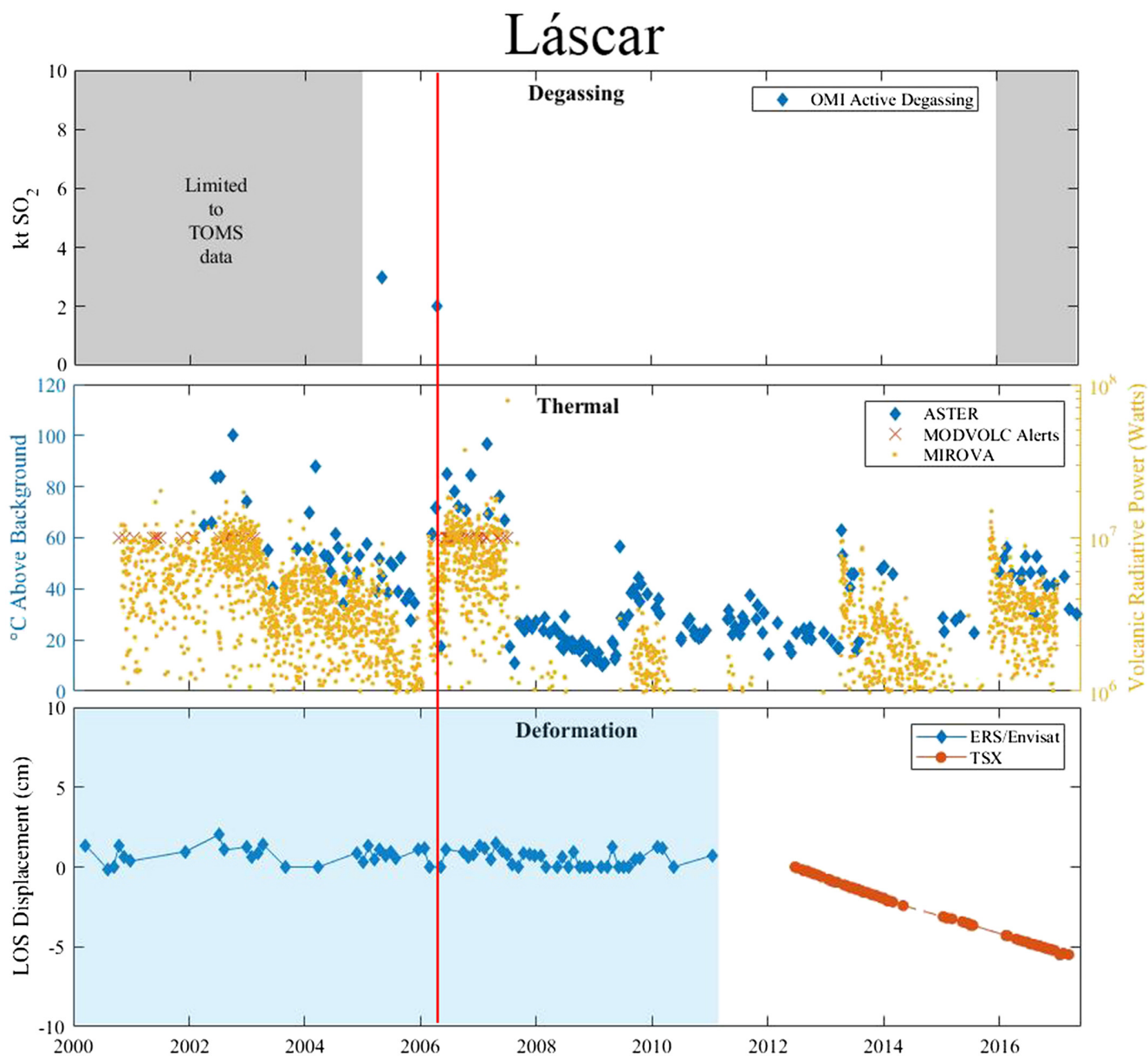


Figura 2.5: Resumen de la información a partir de sensores remotos en el volcán Láscar para el período 2000-2016. Se destaca la figura central dónde se observan los cambios de radiación y consecuentemente los cambios de temperatura analizados por González et al. (2015). Extraído de Reath et al. (2019)

# Capítulo 3

## Marco Teórico

### 3.1. Método Magnetotelúrico

La mayoría de las formulaciones y explicaciones de esta sección fueron extraídas de Vozoff (1991) y Simpson and Bahr (2005) complementado además por los proyectos de tesis de Reyes Wagner (2017) y Mancini de Barbieri (2018). El resto de referencias son explicitadas en el texto.

El método magnetotelúrico es un método pasivo dónde se usan los campos electromagnéticos naturales para investigar las estructuras conductoras bajo la superficie de la Tierra. La amplitud, fase, y dirección de los campos eléctricos ( $\mathbf{E}$ ) y el campo magnético ( $\mathbf{B}$ ) en la superficie depende de la distribución eléctrica en la subsuperficie, por lo que al relacionarlos se puede obtener estructuras conductoras a diversas profundidades, destacándose la capacidad del método de alcanzar grandes profundidades a diferencia de otro métodos electromagnéticos.

Los campos naturales usados provienen de diversas fuentes, por ejemplo para frecuencias sobre 1 Hz la principal fuente proviene de las tormentas eléctricas alrededor del planeta, mientras que para frecuencias bajo 1 Hz la fuente principal proviene de la interacción de la magnetósfera con la actividad solar.

Si bien la teoría de MT requiere de muchos supuestos, dentro de los que se cuentan: la Tierra no genera energía electromagnética, los campos son considerados conservativos, la carga se conserva y la Tierra se comporta como un conductor ohmico, no existen variaciones temporales en los campos (cuasi-estático) entre otros. La consideración más relevante es la que respecta a las ondas electromagnéticas y su incidencia en la tierra, se asumen los campos  $\mathbf{E}$  y  $\mathbf{B}$  tienen un comportamiento lo suficientemente uniforme como para ser consideradas ondas planas que inciden perpendicularmente en la superficie.

### 3.1.1. Ecuaciones de Maxwell

Las ecuaciones de Maxwell permiten describir el comportamiento de los campos electromagnéticos. En nuestro caso se asume un medio homogéneo, isotrópico con un comportamiento lineal con las propiedades del medio y por tanto en las ecuaciones siguientes ya están consideradas las leyes constitutivas para relacionar el material con el comportamiento de los campos:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \vec{B} = \mu\sigma\vec{E} + \mu\varepsilon\frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (3.2)$$

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{q_{free}}{\varepsilon} \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (3.4)$$

La ecuación 3.1, conocida como Ley de Faraday, indica que campos magnéticos variables inducen campos eléctricos. La ecuación 3.2, denominada Ley de Ampere, que indica que campos magnéticos son generados a partir de corrientes eléctricas y su variación temporal de campo eléctrico, además el término asociado al desplazamiento eléctrico  $\vec{D}$  es eliminado de la ecuación debido a ser uno de los supuestos del método magnetotelúrico, que los desplazamiento de corriente son despreciables. Dentro de la misma ecuación se pueden ver los términos asociados al material  $\sigma$  conductividad eléctrica,  $\mu$  permeabilidad eléctrica y  $\varepsilon$  permitividad eléctrica. La ecuación 3.3 corresponde a la Ley de Gauss para campo eléctrico e indica que el campo eléctrico diverge de las cargas eléctricas, donde  $q_{free}$  indica densidad de carga eléctrica. Finalmente la ecuación 3.4, corresponde a la ley de Gauss para el campo magnético y su implicancia es que no existen monopolos magnéticos.

Para encontrar la ecuación base que gobierna el método magnetotelúrico es necesario aplicar la operación rotor a la ecuación 3.2 y utilizar la identidad vectorial  $\nabla \times \nabla \times \vec{A} = \nabla \cdot \nabla \cdot \vec{A} - \nabla^2 \vec{A}$  quedando,

$$\begin{aligned} \nabla \times (\nabla \times \vec{B}) &= \nabla \times (\mu\sigma\vec{E} + \mu\varepsilon\frac{\partial \vec{E}}{\partial t}) \\ \nabla \cdot (\nabla \times \vec{B}) - \nabla^2 \vec{B} &= \mu\sigma(\nabla \times \vec{E}) + \mu\varepsilon(\nabla \times \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}) \\ -\nabla^2 \vec{B} &= \mu\sigma(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}) + \mu\varepsilon(\frac{\partial}{\partial t}(-\frac{\partial \vec{B}}{\partial t})) \end{aligned}$$

Debido a que el mismo procedimiento se puede realizar con  $\vec{E}$  calculando el rotor de la ecuación 3.3 es que se utilizará la letra  $\vec{F}$  para denotar tanto campo eléctrico o campo magnético, para expresar el resultado final.

$$\nabla^2 \vec{F} = \mu\sigma\frac{\partial \vec{F}}{\partial t} + \mu\varepsilon\frac{\partial^2 \vec{F}}{\partial t^2} \quad (3.5)$$

La ecuación 3.5 es llamada la ecuación del Telegrafista y contiene 2 términos, el primero es el término de difusión que está relacionado con la conductividad, mientras que el segundo es



el término de propagación. Aproximaciones anteriormente mencionadas permiten despreciar el término propagativo, así la ecuación que busca describir el comportamiento del método magnetoteléurico queda:

$$\nabla^2 \vec{F} = \mu\sigma \frac{\partial \vec{F}}{\partial t}$$

Así una solución tipo Ansatz, considerando un semiespacio (homogéneo) será de la forma:

$$F = F_0 e^{-i(kz - wt)}$$

Donde  $w$  representa una frecuencia angular, relacionada con la onda incidente en la superficie, y  $k$  con una constante de propagación la que tiene parte real y parte imaginaria y puede ser descompuesta de la siguiente forma:

$$k = (1 - i)\alpha$$

Finalmente reemplazando la relación anterior encontramos que nuestra solución tiene los siguientes términos:

$$F = F_0 e^{iwt} e^{-i\alpha z} e^{-\alpha z} \quad (3.6)$$

Dónde:

- a)  $F_0$ : Amplitud del campo en la superficie.
- b)  $e^{iwt}$  Variación sinusoidal con el tiempo.
- c)  $e^{-i\alpha z}$ : Variación sinusoidal con la profundidad.
- d)  $e^{-\alpha z}$ : Decaimiento exponencial con profundidad.

Al tomar la expresión que incluye el decaimiento exponencial e imponiendo la condición que el campo tome el valor de  $1/e$  es que encontramos el concepto que se conoce como *skin depth* y se simboliza  $\delta$ , éste concepto se puede relacionar con el período de las ondas electromagnéticas de la siguiente forma:

$$\delta = 0,5 \sqrt{\rho T} [km]$$

Así se puede ver claramente como la distancia de penetración o *skin depth* del método es directamente proporcional a la raíz cuadrada de la resistividad  $\rho$  y del período  $T$ . Así para períodos de rangos  $10^{-4}$ - $10^5$  [s] (rangos medibles instrumentalmente) y para valores típicos de la resistividad en la tierra (corteza-manto) de rangos  $10$ - $10^4$  [ $\Omega m$ ] es que se obtienen profundidades entre 50 [m] y 500 [km].

### 3.1.2. Tensor de impedancia

La impedancia se puede definir como el tamaño del campo eléctrico  $\mathbf{E}$  horizontal en comparación al campo magnético  $\mathbf{B}$  en la vertical, más formalmente se puede describir como la razón entre campo eléctrico y campo magnético  $\mathbf{Z} = \mathbf{E}/\mathbf{B}$ . Lo anterior debido a que una estructura con cierta conductividad en la subsuperficie generará un cambio en el campo magnético (vertical) lo que a su vez generará la existencia de un pequeño campo eléctrico en la horizontal.

Tomando el mismo modelo para la ecuación 3.6, considerando que estamos en el espacio de frecuencias y además que  $\alpha = \sqrt{\omega\mu\sigma/2}$  se puede escribir la impedancia como:

$$\mathbf{Z}_{xy} = \frac{\mathbf{E}_x}{\mathbf{B}_y} = (1 + i) \left( \frac{\omega\mu}{2\sigma} \right)^{\frac{1}{2}}$$

En la ecuación anterior se puede ver que la impedancia es una variable compleja, usando que la resistividad es el inverso de la conductividad  $\sigma = 1/\rho$ , y la propiedad del módulo para números complejos se tiene la siguiente relación para la resistividad:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} |\mathbf{Z}_{xy}|^2 \quad (3.7)$$

Si bien el resultado de 3.7 es para nuestro caso particular, se puede generalizar sin problemas, con la diferencia de que en vez de calcular una resistividad se calcula una resistividad aparente  $\rho_a$  (ec 3.9), que se puede entender como una ponderación entre la resistividad de capas en la subsuperficie con su potencia o espesor.

Finalmente el tensor de impedancia ( $\mathbf{Z}$ ) para un caso general de múltiples capas se puede escribir como,

$$\begin{pmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{Z}_{xx} & \mathbf{Z}_{xy} \\ \mathbf{Z}_{yx} & \mathbf{Z}_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{B}_x \\ \mathbf{B}_y \end{pmatrix} \quad (3.8)$$

Es importante considerar el concepto de Fase, que describe la fase entre campos eléctricos ( $\mathbf{E}$ ) y campo magnético ( $\mathbf{B}$ ) como se ve en la ecuación 3.10. Tanto resistividad aparente (ec 3.9) como fase (ec 3.10) se deben interpretar en conjunto, porque por ejemplo estructuras superficiales serán mejor observadas en las curvas de resistividad aparente, mientras que a mayores períodos las curvas de fases predicen mejor el comportamiento de la resistividad eléctrica, otro beneficio de la fase, es que siempre vuelve a  $\pi/4$ , y es el paso por ese ángulo que indica el comportamiento de la resistividad.

$$\rho_{a,ij}(\omega) = \frac{1}{\mu\omega} |\mathbf{Z}_{ij}|^2 \quad (3.9)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left( \frac{\text{Im}(\mathbf{Z}_{ij})}{\text{Re}(\mathbf{Z}_{ij})} \right) \quad (3.10)$$

### 3.1.3. Análisis dimensional

En general, dependiendo del problema se pueden hacer aproximaciones para observar variaciones de resistividad en sólo algunas direcciones, Así se pueden hacer aproximaciones para el Tensor de impedancia (ec. 3.8) pudiendo simplificar algunos términos de éste.

**1D** : Se asume que sólo varían las resistividades con la profundidad, así las componentes del tensor quedan:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} &= -Z_{yx} \end{aligned}$$

**2D** : La resistividad varía tanto en una dirección horizontal como en profundidad, así las componentes del tensor quedan:

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= -Z_{yy} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned}$$

**3D** : En este caso todas las componentes del tensor de impedancia son distintas entre si y distintas de 0. Se pueden clasificar las distorsiones en los campos producidas por un cuerpo 3D en: distorsión vertical, distorsión horizontal e inducción local. Los cambios anteriores son principalmente producidos por acumulación de cargas e inducciones de cargas por ciertos cuerpos en ciertas direcciones. Los efectos más conocidos de lo anterior son:

- *Static Shift*: Es el desplazamiento vertical de las curvas de resistividad aparente. Es producido principalmente por estructuras superficiales muy delgadas, incapaces de ser observadas aún en las frecuencias más altas del método.
- *Anisotropía*: La conductividad del cuerpo depende de la dirección en la cuál se traslada el campo Eléctrico, lo anterior debido a acumulaciones de carga en algunas partes del cuerpo 3D.

Existen diversos parámetros que permiten identificar cuál de las aproximaciones anteriores se pueden usar es decir, cuando se puede aproximar el tensor para un medio 1D, 2D o simplemente 3D. Dentro de estos parámetros se encuentran los tensores de fase, vectores de inducción, skew, strike geoléctrico, entre otros. Sin embargo a continuación se detallan aquellos usados en el presente trabajo, que se pueden observar de ejemplo en la figura 3.2.

- *Flechas de Inducción*: Son la representación gráfica de la función de transferencia magnética o Tipper ( $\mathbf{T}$ ) (Simpson and Bahr, 2005). En la ecuación 3.11 se puede ver que este parámetro complejo no es más que la relación entre el campo magnético vertical y el campo magnético horizontal.

$$\mathbf{B}_z = (\mathbf{T}_x \mathbf{T}_y) \begin{pmatrix} \mathbf{B}_x \\ \mathbf{B}_y \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

Así se puede descomponer el tipper, en parte real e imaginaria y dibujar vectores tales que cumplen la siguiente relación:

$$\vec{P} = Re(\mathbf{T}_x)\hat{e}_x + Re(\mathbf{T}_y)\hat{e}_y$$

$$\vec{Q} = \text{Im}(\mathbf{T}_x)\hat{e}_x + \text{Im}(\mathbf{T}_y)\hat{e}_y$$

Cómo los campos magnéticos verticales son generados por variaciones laterales de conductividad, los vectores permiten identificar la presencia o la ausencia de gradientes laterales en la conductividad, permitiendo asumir dimensionalidad del medio en caso que las variaciones ocurran en una sola dirección preferente. Es importante destacar que existen 2 convenciones para el sentido del vector, una es llamada convención de *Parkinson* (Parkinson, 1959) dónde las flechas apuntan hacia la zona conductora, mientras que la convención de *Wiese* (Wiese, 1962) las flechas apuntan alejándose de la zona conductora.

- **Tensores de Fase (elipses):** Este tensor de segundo orden, proviene de la fase del tensor de impedancia definido en 3.8. Este parámetro está menos influido por distorsiones galvánicas en ciertos períodos. Se puede definir como (Caldwell et al., 2004):

$$\Phi = \begin{pmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{pmatrix} = \text{Re}(\mathbf{Z})^{-1} \text{Im}(\mathbf{Z}) \quad (3.12)$$

Se puede escribir una rotación del tensor (para graficarlo) de la forma:

$$\Phi = \mathbf{R}^T(\alpha - \beta) \begin{pmatrix} \Phi_{\max} & 0 \\ 0 & \Phi_{\min} \end{pmatrix} \mathbf{R}(\alpha + \beta)$$

Donde  $\mathbf{R}$  corresponde a una matriz de rotación y  $\Phi_{\max}, \Phi_{\min}$  y  $\beta$  corresponden a invariantes del tensor y  $\alpha$  relaciona la geometría del problema (observador y marco de referencia). Finalmente se puede apreciar su representación en la figura 3.1. En caso 1D se puede apreciar que los semiejes de la elipse serán iguales, mientras que si nos encontramos en un medio 2D no debería existir rotación debido a que los semiejes estarían alineados con el strike geológico. Para medios 3D es importante el la amplitud de los semiejes de la elipse, por ejemplo  $\Phi_{\min}$  representa el gradiente de conductividad con respecto a la profundidad

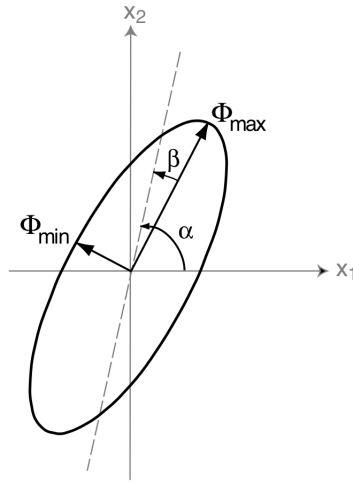


Figura 3.1: Representación gráfica del tensor de fase extraído de Caldwell et al. (2004)

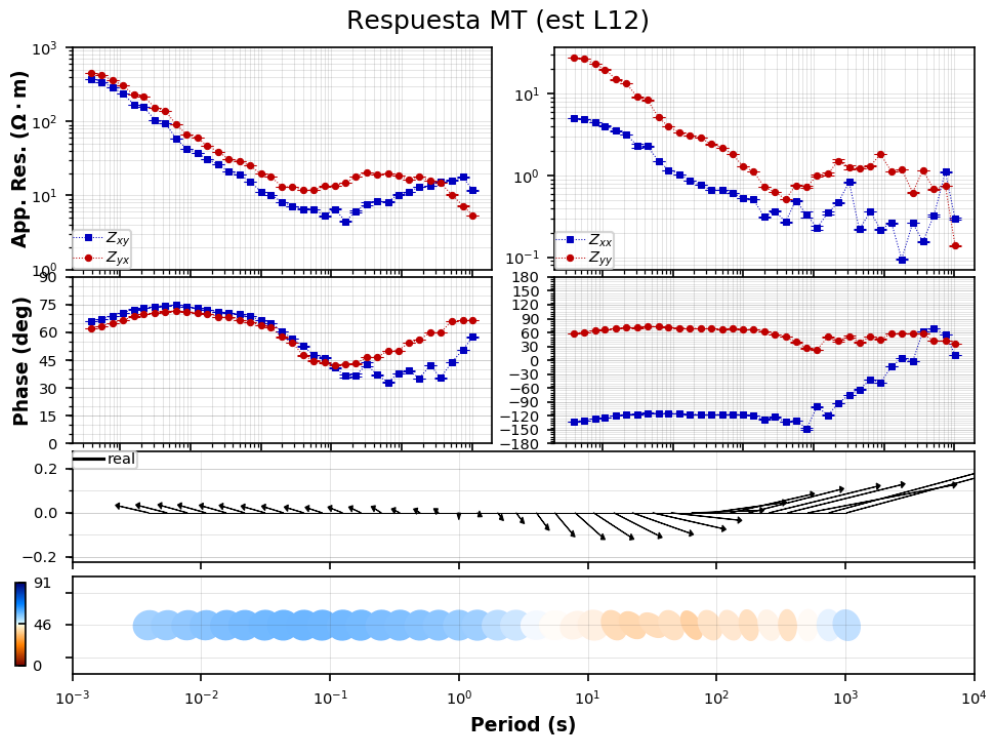


Figura 3.2: Ejemplo de Parámetros de MT, se grafican las 4 componentes del Tensor de Impedancia  $\mathbf{Z}$ , las flechas de inducción según convención de Parkinson y las Elipses de fase.

### 3.1.4. Aplicación del método magnetotelúrico a Volcanes

La respuesta eléctrica de los materiales en la tierra, depende de la frecuencia, pero es posible hacer la aproximación que para el caso de MT el efecto de la frecuencia es despreciable (Simpson and Bahr, 2005). Las mediciones son realizadas en condiciones controladas dentro de laboratorios (Guo et al., 2016) las que muchas veces difieren de las mediciones en terreno y se pueden observar en la figura 3.3. Lo anterior es que la resistividad no sólo se ve afectada por la composición si no también por el grado de meteorización, la presencia de poros con fluidos, presión, temperatura, etc. (Palacky, 1988).

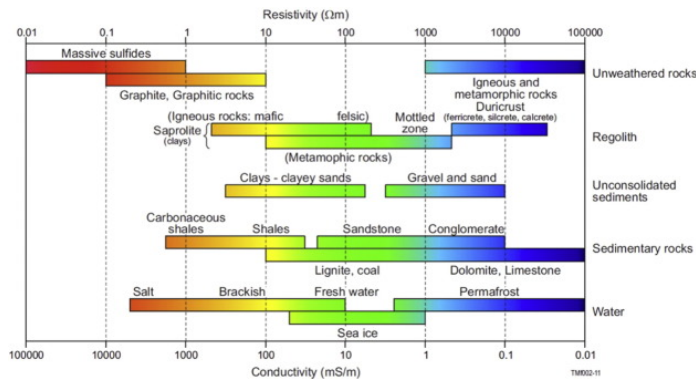


Figura 3.3: Conductividad eléctrica de elementos encontrados en el subsuelo extraído de González-Álvarez et al. (2016) (modificado de Palacky (1988))

Diversos modelos han intentado incluir parámetros que permitan explicar de mejor manera conductividades observadas en terreno y que van más allá de la composición. Por ejemplo la Ley de Archie (Archie et al., 1942) permite, considerando un modelo de roca caja con poros interconectados, relacionar la conductividad con fluidos (electrolitos) y su interconexión según la fórmula empírica 3.13

$$\sigma = \sigma_f \phi^n \quad (3.13)$$

Dónde  $\sigma_f$  es la conductividad del fluido,  $\phi$  es la porosidad y  $n$  es un coeficiente que debe ser ajustado empíricamente.

Diversas modificaciones posteriores han permitido complejizar la relación anterior incluyendo incluso la mezcla de fases, mezcla relevante para ambientes volcánicos y que tienen relación con el porcentaje de fundido de un magma que se puede encontrar en el interior de la tierra.

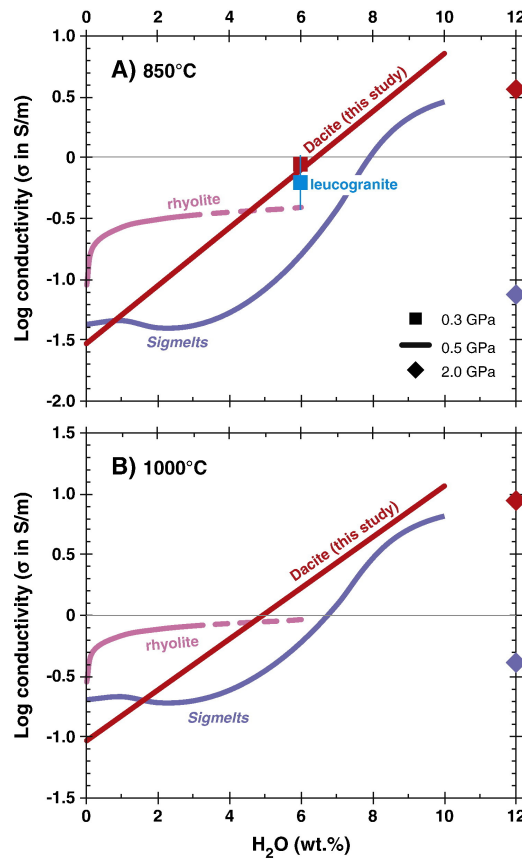


Figura 3.4: Conductividad en función de la temperatura y el contenido de agua para dacitas comparado con riolita y otro modelo, extraído de Laumonier et al. (2015)

Para el interés del presente trabajo se analiza el comportamiento de fundidos silicatados, dónde se encuentra que los principales factores que afectan la resistividad son: Composición ( $\text{SiO}_2$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ), Presión, Temperatura y contenido de agua ((Pommier et al., 2013) (Guo et al., 2017) (Guo et al., 2017) (Laumonier et al., 2015)). Los factores anteriores controlan principalmente la difusividad de iones que afectan la respuesta eléctrica, en general para magmas tales como riolitas, dacitas y andesitas el principal ión que juega un papel preponderante

es  $Na$ , sin embargo en el caso de las andesitas no se descarta también el aporte de iones  $K$  y  $Ca$  (Guo et al., 2017). El efecto de la Temperatura y contenido de agua se puede observar en la figura 3.4

**Composición:** El contenido de sílice ( $SiO_2$ ) determina el tipo fundido silicatado (Riolítico, dacítico, andesítico, basáltico, entre otros) y el contenido de  $Na_2O$  aporta el principal ión que explica la conductividad. Si bien Pommier et al. (2013) atribuye un cambio poco importante para este parámetro (0.1 log) en la escala de conductividades al cambio en composición, estudios posteriores como Laumonier et al. (2015) demuestran que el comportamiento de la conductividad si depende de su composición cómo se puede ver en la figura 3.4 , necesitando de nuevas ecuaciones empíricas dependiendo del fluido silicatado ((Guo et al., 2017) (Guo et al., 2017) (Laumonier et al., 2015) (Ni et al., 2011))

**Temperatura:** En general disminuye la resistividad con un aumento de temperatura, siguiendo la ley de Arrhenius.

**Presión:** En general aumenta la resistividad con un aumento de presión.

**Contenido de agua (wt %):** Es el parámetro que mayor dominio tiene de la conductividad, siendo por ejemplo 2 veces más importante que la Presión (Guo et al., 2016). A mayor contenido de agua, mayor conductividad. Sin embargo existe una diferencia de su efecto para distintos tipos de magmas, teniendo una relación lineal para magmas dacíticos y riolíticos, pero una relación parabólica para magmas andesíticos, lo anterior sería debido a la difusividad de otros iones en magmas andesíticos (Guo et al., 2017).

Para obtener resultados en la aplicación del método magnetotelúrico en volcanes, es usualmente necesario tener en consideración la topografía de los volcanes y una buena cobertura de estaciones. La aplicación de los resultados de resistividades son usualmente utilizados para generar modelos conceptuales en cuánto a reservorios o interacción con sistemas hidrotermales (ver figura 3.7), para la creación de estos modelos es usual que se complemente la información de magnetotelúrica con otro tipo de información, por ejemplo para estructuras profundas y regionales se suele comparar con tomografías sísmicas (ver figura 3.5) mientras que para cámaras magmáticas se suele usar la localización de sismicidad como tope o base del reservorio, por el cambio en las condiciones reológicas del material (ver figura 3.6)

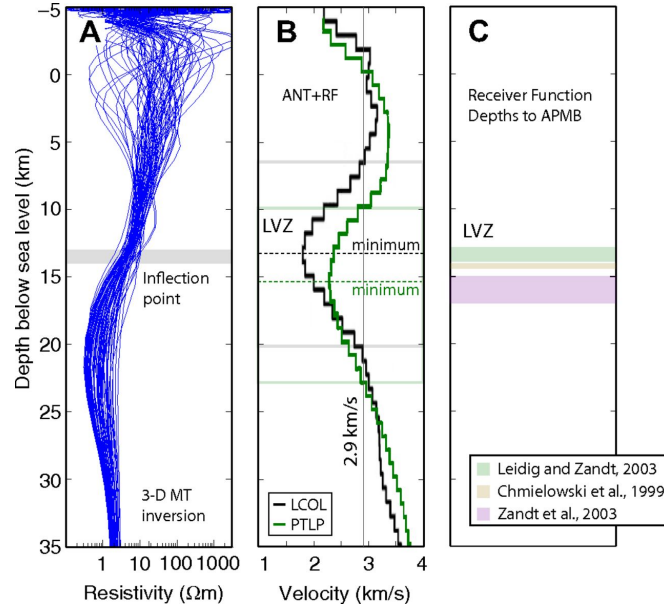


Figura 3.5: Comparación curvas de resistividad y tomografía para el estudio del Volcán Uturuncu, extraído de Comeau et al. (2016)

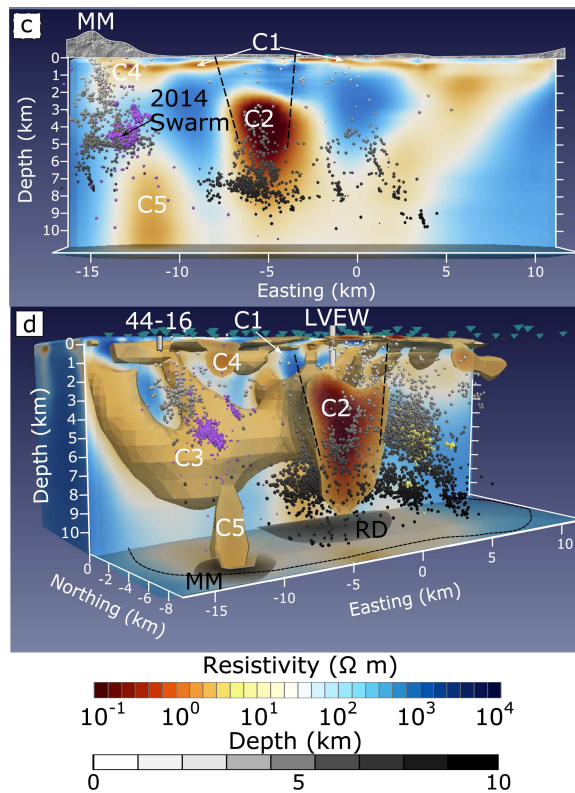


Figura 3.6: Resultados de MT para sistemas volcánico (Long Valley Caldera) y su relación con sismicidad volcánica, extraído de Peacock et al. (2016)



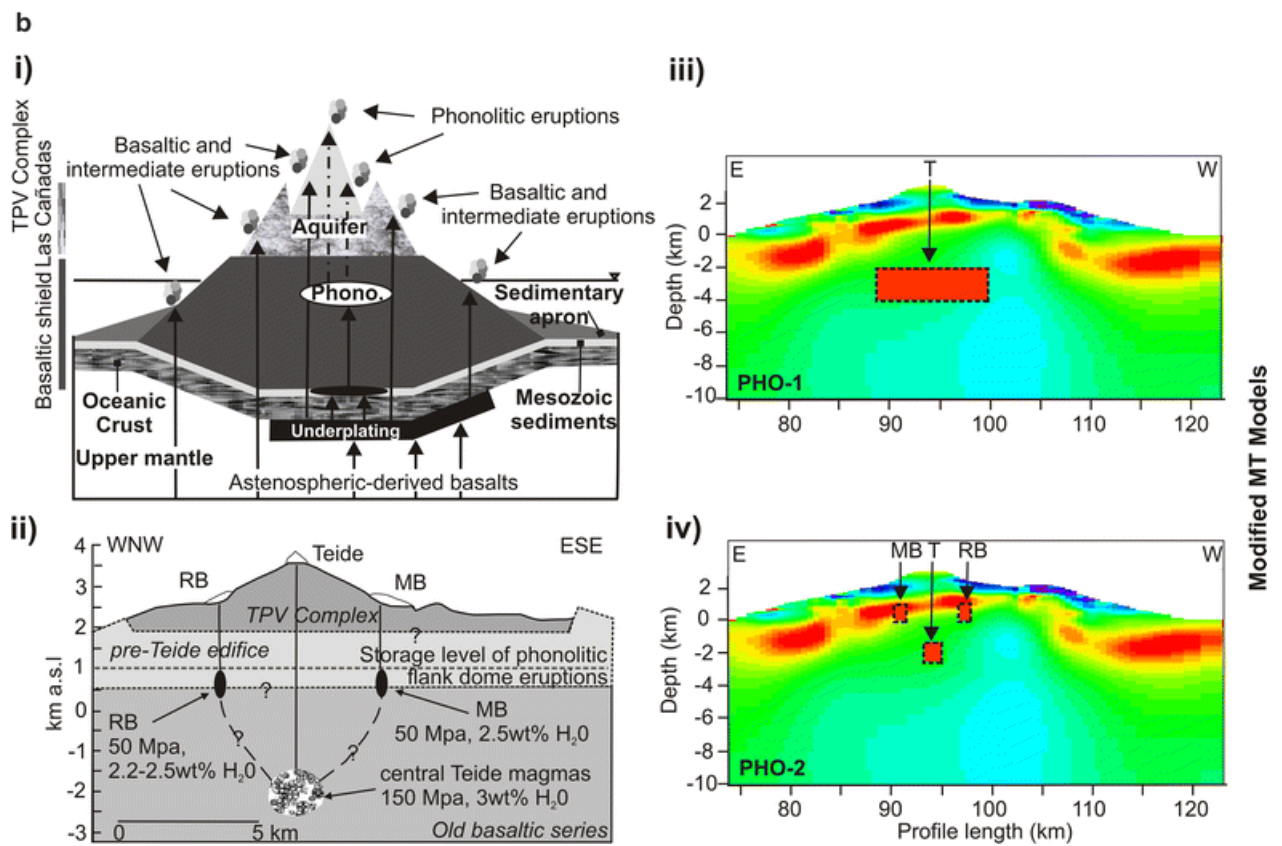


Figura 3.7: Modelos conceptuales y su relación con modelo de MT para volcán Teide, extraído de Piña-Varas et al. (2018)

## 3.2. Geodesia

La mayor parte del texto de esta sección fueron extraídas de Blewitt (2015) y Blewitt (1997), siendo complementados además por los proyectos de tesis de magíster de Rivera Berrios (2015) y Becerra Carreño (2019). El resto de las referencias son explicitadas directamente en el texto.

La geodesia es una ciencia que estudia 3 propiedades fundamentales de la Tierra: Su forma, su orientación en el espacio y su campo de gravedad. Mediciones precisas de las 3 propiedades tienen diversas aplicaciones en la geofísica. El Sistema de Posicionamiento Global, o GPS por sus siglas en inglés, utilizando satélites que orbitan la tierra, permitió una gran mejora respecto a la georeferenciación tradicional (sólo basada en tierra) convirtiéndola en una gran herramienta tanto para científicos como para el resto de usuarios.

Si bien el sistema GPS ha sido el más conocido, en la actualidad existe una red de distintos satélites, y el gran cambio es respecto a quienes son sus controladores, es por esto que hoy se denomina Sistema Global de Navegación Satelital (GNSS). A pesar de que existen varias constelaciones de satélites, en la presente sección se detalla a grandes rasgos el sistema GPS, debido que es uno de los más antiguos siendo precedente y base de los nuevos sistemas GNSS.

Para conseguir un posicionamiento de un punto en la corteza terrestre que sea de alta precisión, es necesario considerar múltiples errores que afectan este procedimiento, un receptor capaz de recibir la señal a una alta tasa de muestreo y un modelo preciso de la trayectoria de los satélites usados en el posicionamiento, variables que deben ser incorporados en un software especializado diseñado para este propósito. Considerando todo lo anterior, se puede llegar a observaciones con precisión milimétrica las cuales pueden ser utilizados para el monitoreo y mejor entendimiento de procesos volcánicos que tengas una expresión de deformación en la superficie de la corteza terrestre.

### 3.2.1. Sistema global de navegación satelital (GNSS)

El Sistema de Global de Navegación Satelital se define como un sistema de navegación pasivo basado en satélites que emiten señales electromagnéticas que proporcionan un marco de referencia espacio-temporal con cobertura global y de forma continua en cualquier punto de la Tierra. El sistema GPS fue desarrollado por el Departamento de defensa de Estados Unidos en 1973 a partir de sistemas anteriores.

Hay que considerar al sistema GPS como un sistema preciso de tiempo, usando la información precisa del momento que fue enviada una señal por un satélite, el usuario puede calcular una distancia o pseudodistancia y luego calcular una posición en un proceso conocido como *trilateración*, donde es necesario recibir la información de al menos 4 satélites para así poder calcular la distancia a éstos, y con ello una posición precisa del receptor asumiendo conocidas las posición de los satélites, tal y cómo se puede observar en la figura 3.8.

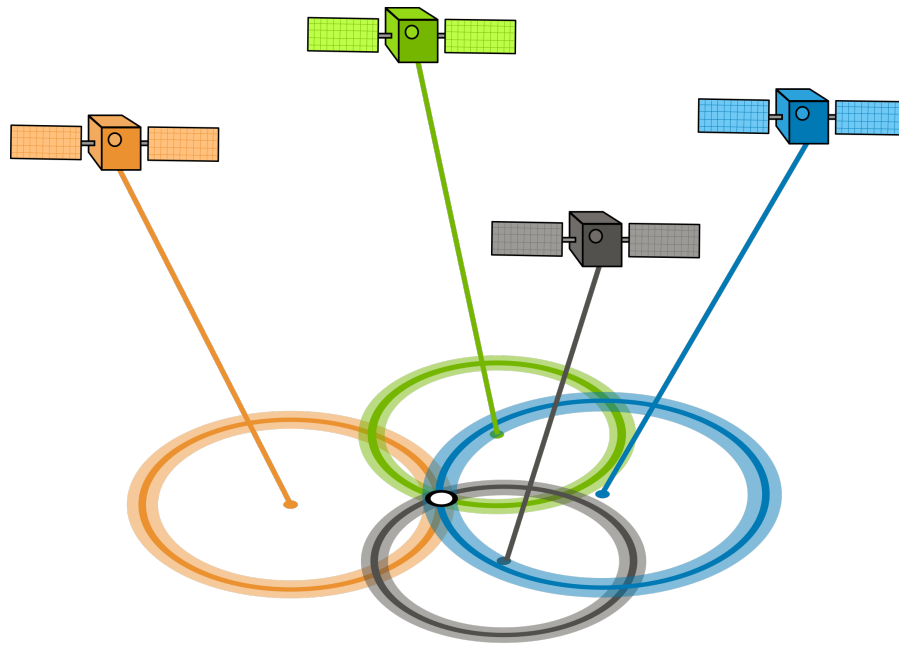


Figura 3.8: Proceso de Trilateración, debido a que los receptores miden pseudodistancias a un satélite y no ángulos, la señal puede provenir de cualquier lugar alrededor de un perímetro de igual pseudodistancia (curvas de color). La intersección de éstos perímetros indican la posición exacta del receptor (punto blanco)

En el funcionamiento del sistema GPS son necesario 3 segmentos principales:

1. **Segmento Espacial:** Está compuesto por una constelación de 30 satélites. Cada satélite está equipado con relojes atómicos de Cesio-Rubidio. Los satélites orbitan la tierra en 6 planos alrededor de la Tierra, diseñados para que en cualquier punto de la Tierra al menos 4 puedan ser observados simultáneamente. Los satélites tienen una órbita que obedece a la ley de Kepler, con órbitas elípticas de excentricidad muy pequeña. Los satélites tienen un movimiento progrado con respecto a la rotación de la tierra y además se mueven con una velocidad aproximada de  $4 \text{ km/s}$ . Envían señales en el espectro de frecuencia de las ondas de radio, las señales son denominadas portadoras y son dos: L1 (frec= $1575.42 \text{ MHz}$  y  $\lambda=19 \text{ cm}$ ) y L2 (frec= $1227.60 \text{ Mhz}$  y  $\lambda=24.4\text{cm}$ ).
2. **Segmento de Control:** Si bien los satélites están programados para seguir su órbita kepleriana, en la realidad existen factores que hacen que no se muevan exactamente según ese comportamiento, por lo que se debe considerar otros factores para caracterizar la posición de cada satélite. El Departamento de Defensa de los Estados Unidos es el encargado de mantener actualizado todos los parámetros de las órbitas satelitales, de revisar el estado de los relojes y sus posibles errores e incluso de corregir el curso de los satélites, esta información es enviada a cada satélite en una frecuencia de  $1783.74 \text{ MHz}$ .
3. **Segmento Usuario:** Se refiere al hardware utilizado para recibir y decodificar la señal enviada por los satélites, principalmente antena y receptor, y un software para procesar datos GPS. Se puede incluir informalmente en este segmento además todos los organismos encargados de mantener un control de posiciones en un marco de referencia,

las posiciones exactas de los satélites y otros servicios en tiempo real que ayudan a un procesamiento más preciso del GPS.

Es importante mencionar las señales que son utilizadas para calcular la posición, las que como se mencionó anteriormente son enviadas en el espectro de las frecuencias de radio. La información dentro de las señales se envía modulada en forma de códigos binarios, a través del proceso denominado modulación de fase, y tienen la forma de ruido pseudo aleatorio. Éstos códigos además son únicos de cada satélite.

- Código C/A: Modulación que se repite cada 1 milisegundo con una longitud de onda de 293 metros. Contiene principalmente el tiempo cuando la señal fue transmitida y permite una precisión de 100 m.
- Código P: Código que se repite cada 266.4 días con una longitud de onda de 29.3 metros a una frecuencia 10 veces mayor que el código C/A. Envía la misma información que el código C/A, salvo que con una resolución 10 veces mayor. Además posee una encriptación militar denominada Anti-Spoofing y el segmento control puede agregar errores en la señal intencionalmente por motivos militares, sin embargo estos errores intencionales se encuentran actualmente desactivados. Permite una precisión de 10 m.
- Mensaje de Navegación: Incluye información para poder calcular la posición del satélite que envía la información. Envía los parámetros orbitales (llamados efemérides), correcciones del reloj del satélite, estado del satélite e información ionosférica, para generar modelos que calculen el efecto de viaje de la señal por la atmósfera.

### 3.2.2. Posicionamiento de alta precisión

Para estimar la posición a través del proceso de *trilateración* mencionado anteriormente, es necesario conocer la distancia entre el satélite y el receptor. Para conocer una primera aproximación a dicha distancia se puede estimar el desfase entre la señal enviada por el satélite y una señal idéntica generada por el receptor, a través de una metodología de correlación cruzada (ver figura 3.9). Se utilizan 2 formas de medición de este desfase, el que tiene implicancias para la precisión de la medición.

- Pseudo-Rango: Es la medición del tiempo de desfase entre la señal enviada por el satélite y la señal reproducida por el receptor, multiplicando este tiempo por la velocidad de la luz ( $c$ ) puede obtenerse una pseudo distancia  $\rho$  como se puede ver en la ecuación 3.14. Es importante notar que no se trata de una distancia geométrica, pues hay errores propios en los relojes tanto del satélite emisor como el reloj del receptor, así como retardos en la señal, debido al paso de ésta por la atmósfera terrestre, que producen un sesgo en esta medida de pseudo distancia.

$$\rho = (T_{receptor} - T_{satelite}) \times c \quad (3.14)$$

donde  $T_{receptor}$ : tiempo de recepción de la señal según el reloj del receptor,  $T_{satelite}$ : tiempo de emisión de la señal según reloj del satélite.

- Fase Portadora: Corresponde a la diferencia entre la fase de onda enviada por el satélite y la fase de la señal generada en el receptor, diferencia producida por el efecto Doppler

en la señal enviada. En la ecuación 3.15 se puede ver que la diferencia de fase se puede expresar como la distancia satélite-receptor, más la cantidad ciclos enteros ( $N$ ) multiplicados por la longitud de onda y se puede considerar la corrección por errores en el tiempo del reloj satelital, se destaca  $N$  denominada ambigüedad otra incógnita del problema. Si bien ésta metodología agrega una incógnita más al problema ( $N$ ), produce posiciones 100 veces más precisa que usando el pseudo-rango.

$$\Phi = (\phi_{receptor} - \phi_{sat}) = dist + \lambda N + (T_{sat})_{corregido} \times c \quad (3.15)$$

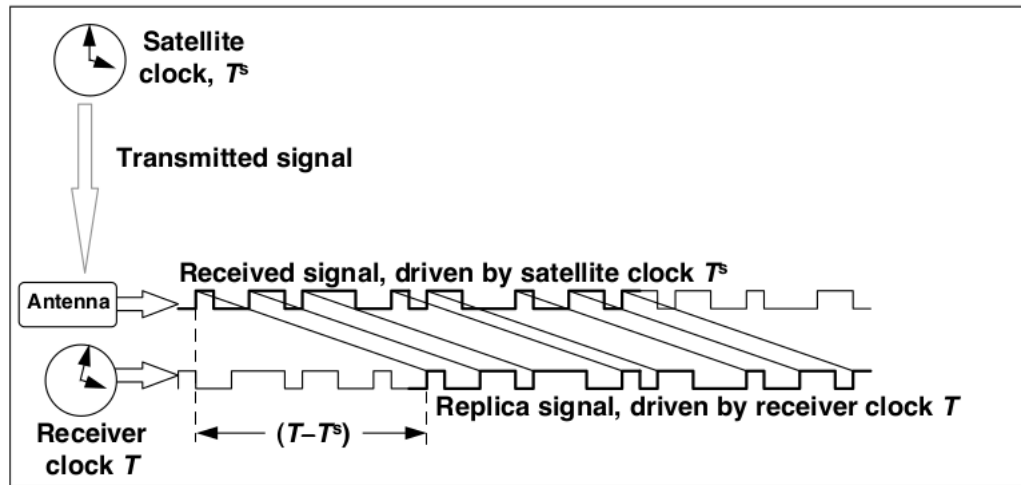


Figura 3.9: Estimación del desfase entre señales caso Pseudo-Rango, extraído de Blewitt (1997)

Las distancias calculadas anteriormente son modelos simples, a los que es necesario agregar otras posibles fuentes de error más allá de los relojes, las que se pueden observar en la figura 3.10. Las otras posibles fuentes de error a considerar para lograr un mejor posicionamiento son:

- Errores en el satélite: A pesar de que los relojes atómicos son muy estables, por efectos relativistas relacionados con la velocidad del satélite y el efecto del campo de gravedad de la tierra, se produce un retraso en estos. Si bien el segmento control hace una corrección, siempre queda un error residual que debe ser considerado y modelado para obtener un posicionamiento preciso.
- Efectos Ionosféricos: La ionósfera, zona de la atmósfera con cargas libres (iones), tiene un efecto en la velocidad de propagación de la onda, pues la velocidad de la señal dependerá del índice de refracción y de la frecuencia portadora de esta. Así, al enviar señales en 2 frecuencias (L1 y L2) se puede estimar el retardo de la señal producido por la ionósfera.
- Efectos Troposféricos: La tropósfera terrestre induce un retardo de la señal enviada por los satélites GPS que depende principalmente de la presión, temperatura y contenido de agua precipitable en la atmósfera. Existen algoritmos que permiten estimar su efecto (Saastamoinen, 1972), que se incluyen en los software de posicionamiento preciso.
- Efecto de Multicamino (multipath): La señal enviada por el satélite además de llegar directamente, llega indirectamente en varias direcciones debido a reflexiones de la señal

original en objetos o topografía. Se reciben distintos retardos y distintas amplitudes para una misma señal. Existen diversas formas de evitar esta fuente de error, tales como el diseño de las antenas de los receptores GPS, una correcta elección de sitio de instalación de receptor, ignorar ángulos de recepción de señal bajos (más afectados por el efecto) o usar la razón señal/ruido, relacionada con la potencia de la señal, para descartar datos (Axelrad et al., 1996).

- Errores en el receptor: Los relojes internos de los receptores, al ser menos precisos que los de los satélites presentan una mayor deriva. Además el aparato en sí mismo se ve afectado por factores como la temperatura, haciendolo más ruidoso, lo que se que conoce como ruido térmico. (Axelrad et al., 1996).
- Efectos de Mareas Terrestres y Cargas Oceánicas: Al igual que en otras mediciones geodésicas existen cambios producidos por la influencia de procesos dinámicos de gran escala del planeta y por fenómenos celestiales, como el efecto gravitatorio del sol y la luna. La posición de los receptores también se ve afectado, por lo que en general los softwares de procesamiento modelan y remueven estos efectos.

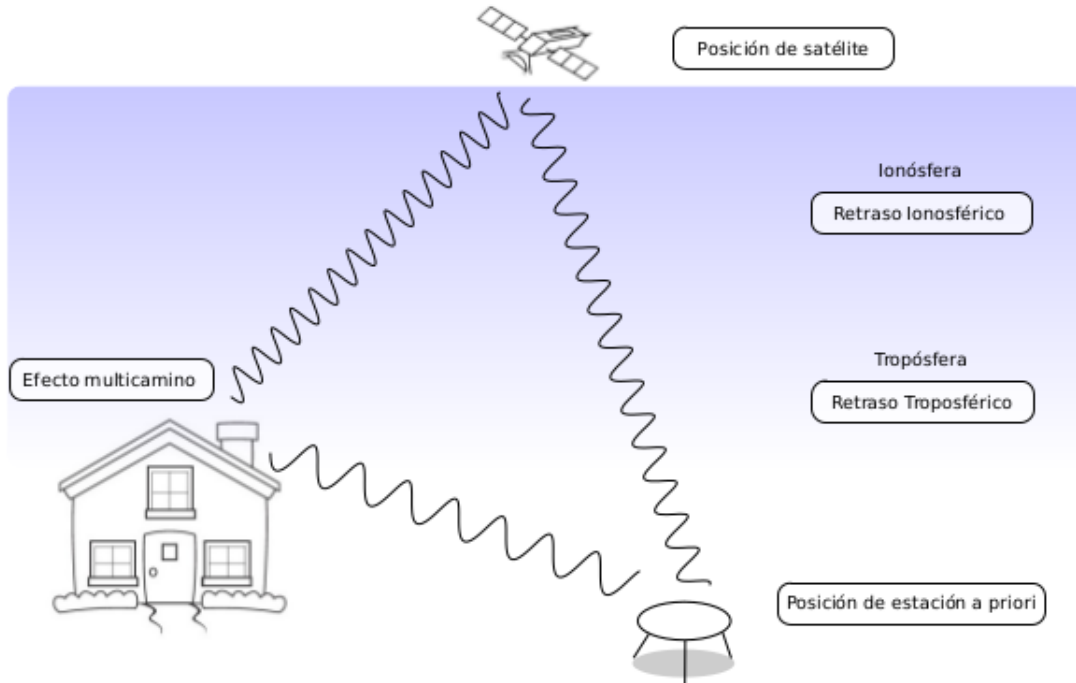


Figura 3.10: Algunas fuentes de error en mediciones GPS, extraído de Rivera Berrios (2015)

Para estimar posiciones del receptor existen diversas aproximaciones como: Posicionamiento puntual preciso, posición relativa por diferencia simple y posición relativa por doble diferencia. Para todas las estimaciones anteriores es necesario contar con las efemérides (órbitas) de los satélites de alta precisión, las que son informadas por instituciones internacionales como el IGS (Servicio internacional de GNSS), o el JPL (Jet Propulsion Laboratory, NASA).

A modo de resumen para obtener un posicionamiento de alta precisión es necesario:

- Receptores capaces de registrar tanto las señales de pseudo rango como las de fase portadora.

- Información completa y precisa de las órbitas de los satélites y el error de sus relojes.
- Observación simultánea de 5 satélites (4 para trilateración y 1 para estimar efectos atmosféricos en la señal)
- Software de Post-Procesamiento especializado que incorpore todos los modelos para poder estimar parámetros y fenómenos físicos que afectan las mediciones del receptor.

### 3.2.3. Aplicación en Volcanes

La medición de deformación en sistemas volcánicos es una de las herramientas, junto con el monitoreo sísmico, más utilizado en la vigilancia de sistemas volcánicos. Una explicación simple es que a medida que asciende el magma, se genera un patrón de deformación en la corteza, la que al tener un comportamiento frágil también provoca sismicidad (Segall, 2010).

Sin embargo con el desarrollo de la geodesia, el aumento de monitoreo de volcanes y el aumento de mediciones de deformación, la simple relación entre deformación y sistemas volcánicos se ha complejizado, por ejemplo se ha registrado episodios de deformación sin estar aparentemente relacionadas con un proceso eruptivo y viceversa tal y cómo se puede ver en la figura 3.11a, la que muestra la máxima tasa de deformación medida en 221 volcanes tanto con GNSS e Interferometría sintética de apertura de radar (InSAR). La compleja relación descrita, podría estar relacionada con la escala de tiempo de la deformación y los procesos subsuperficiales involucrados (Biggs and Pritchard, 2017).

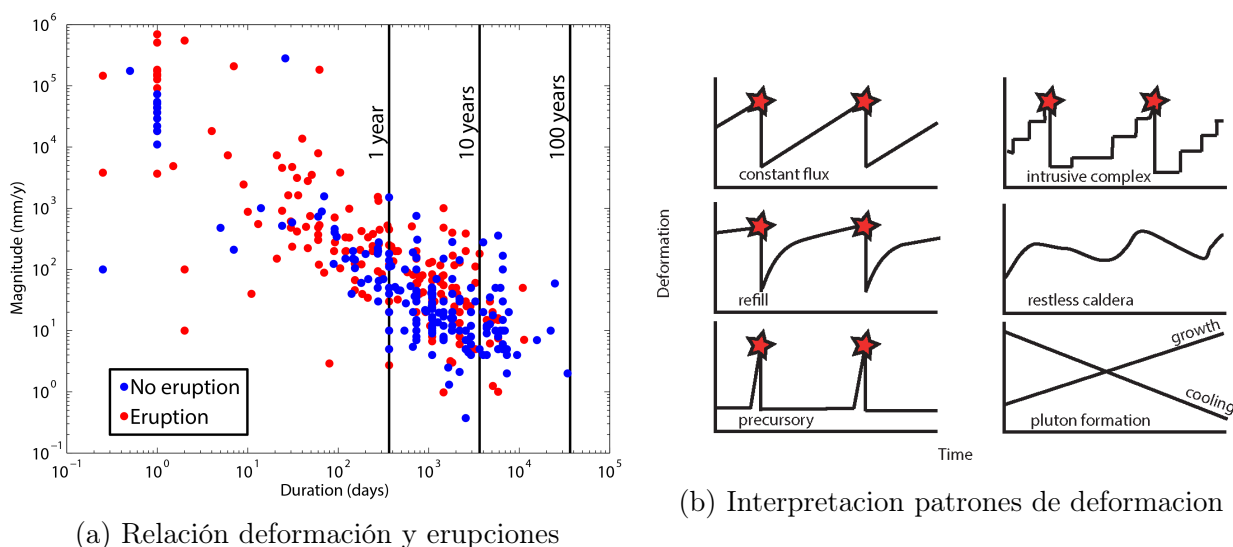


Figura 3.11: Relación entre deformación y procesos volcánicos, extraído de Biggs and Pritchard (2017)

Analizando variaciones temporales en distintas series de tiempo se pueden observar distintos tipos de patrones de deformación característicos (figura 3.11b). Sin embargo la geometría de la fuente de deformación tiene que ser modelada, ya sea de forma analítica o de forma numérica para poder comprender el proceso físico responsable de los movimientos observados.



Dentro de la modelación analítica el modelo más simple corresponde al Modelo de Mogi (Mogi, 1958) que corresponde a una cavidad esférica con radio  $a$  y con un centro a una profundidad  $d$  figura 3.12. Se puede observar que las soluciones están escritas en coordenadas cilíndricas, donde  $\mu$  y  $\nu$  corresponden a las propiedades elásticas del semi-espacio, módulo de corte y módulo de poisson respectivamente, y  $p$  a la presión en las paredes de la cavidad.

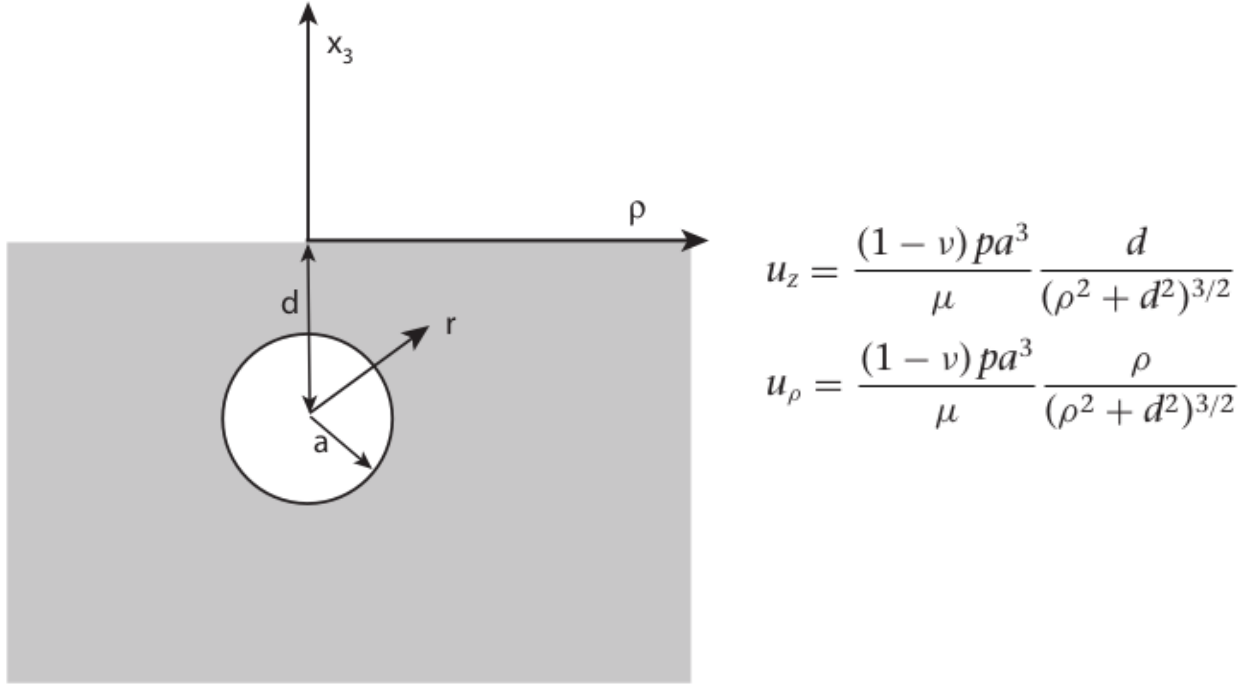


Figura 3.12: Modelo de Mogi

Debido a las limitaciones del modelo de Mogi, tales como: la dependencia de los parámetros  $p$  y  $a$  haciéndolos inseparables, sólo válido para  $d \gg a$  y problemas de singularidades en los bordes de la cavidad, es que McTigue formula una cavidad de dimensiones finitas permitiendo calcular correcciones de distinto orden a la ecuación de Mogi (McTigue, 1987). En la ecuación 3.16 se puede observar que cuándo se cumple la condición de  $d \gg a$  se vuelve a recuperar el resultado del modelo de Mogi. Otra mejora que se puede hacer el modelo de McTigue fue hecha por Williams and Wadge (1998) quienes consideran el efecto de la topografía al cambiar en la ecuación 3.16  $d$  por  $(d + h)$  con  $h$  la elevación sobre el nivel del mar, efecto topográfico que sólo tiene mayor relevancia para la componente vertical. La comparación entre éstas 3 formas de modelación esférica se puede ver en la figura 3.13

$$u_z = \frac{(1 - \nu) p a^3}{\mu} \frac{d}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}} \left\{ 1 - \left( \frac{a}{d} \right)^3 \left[ \frac{(1 + \nu)}{2(7 - 5\nu)} - \frac{15(2 - \nu)}{4(7 - 5\nu)} \frac{d^2}{\rho^2 + d^2} \right] \right\}$$

$$u_\rho = \frac{(1 - \nu) p a^3}{\mu} \frac{\rho}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}} \left\{ 1 - \left( \frac{a}{d} \right)^3 \left[ \frac{(1 + \nu)}{2(7 - 5\nu)} - \frac{15(2 - \nu)}{4(7 - 5\nu)} \frac{d^2}{\rho^2 + d^2} \right] \right\} \quad (3.16)$$

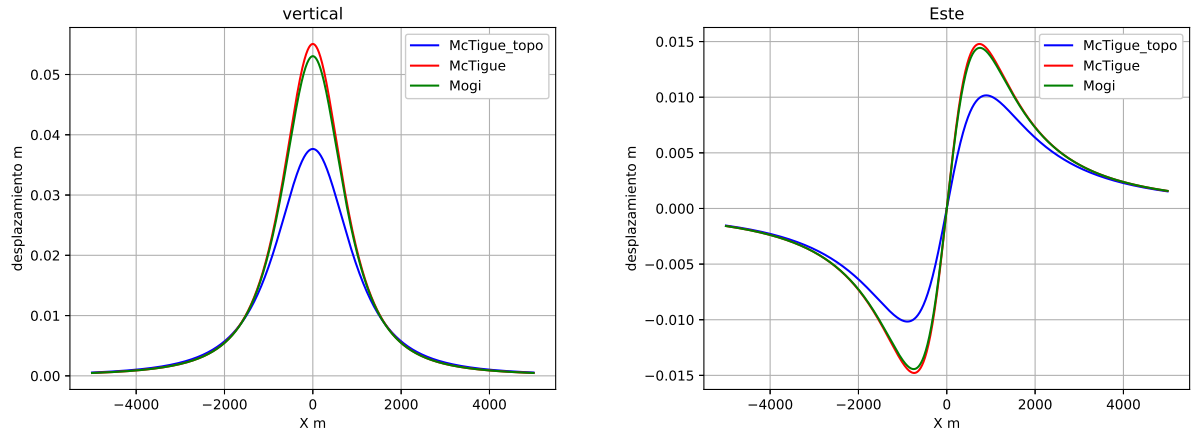


Figura 3.13: Comparación modelos de Mogi y McTigue (con y sin topografía) en componentes cartesianas, para los parámetros  $a=500$  m,  $d=1500$ m,  $p/\nu=0.001$  y  $\mu=0.25$ , con una topografía  $h= 300$  m.

Si bien se pueden generar otros tipos de modelos analíticos tales como elipses, dikes, sills, entre otros (Segall, 2010). Una aproximación analítica más realista que las anteriores es la metodología de Modelos de dislocación compuestos o CDMs (Compound Dislocation models), donde se combinan 3 planos rectangulares de dislocación dejando libre la orientación de uno con respecto al otro, pudiendo obtenerse geometrías más o menos alargadas, las que ajustan de mejor manera los datos reales observados (Nikkhoo et al., 2016).

Otra forma de modelación es de forma numérica la que se hace principalmente a través de la metodología de elementos finitos (FEM) como por ejemplo la realizada por Hickey and Gottsmann (2014), la que además permite agregar a la modelación, modelos termomecánicos y conceptos de viscoelasticidad (tiempo), los que usualmente no son considerados en modelos simples. Un ejemplo de un modelo construido con FEM se puede ver en la figura 3.14

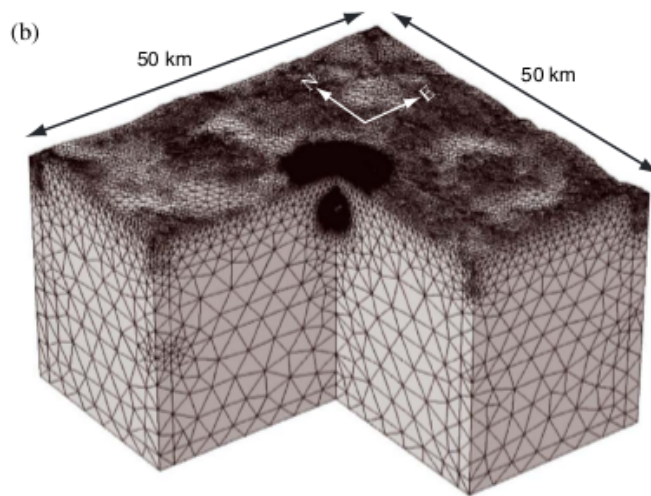


Figura 3.14: Ejemplo de FEM, extraído de Hickey et al. (2015)

# Capítulo 4

## Metodología

### 4.1. MT

#### 4.1.1. Datos

El montaje básico de una estación de magnetotelúrica se puede observar en la figura 4.1. Se necesitan 3 magnetómetros para medir cada componente del campo magnético ( $\mathbf{B}_x$ ,  $\mathbf{B}_y$  y  $\mathbf{B}_z$ ) y 4 electrodos para estimar el campo eléctrico en las dos direcciones ( $\mathbf{E}_x$ ,  $\mathbf{E}_y$ ). Todos los instrumentos deben quedar alineados para que las direcciones correspondan a la dirección N-S y E-O. Otro elemento importante dentro de la estación es el equipo de adquisición, el que debe estar sincronizado con el tiempo GPS para poder coordinar las series de tiempo de las distintas mediciones. Dependiendo de las frecuencias de adquisición y el tiempo de medición efectiva en terreno, se obtiene el rango de períodos final y por tanto se puede estimar la profundidad de observación de cada estación según la relación de *skin depth* (3.1.1). En el presente trabajo se utilizan estaciones comúnmente denominadas Banda Ancha por el amplio rango de frecuencias en el que pueden medir.

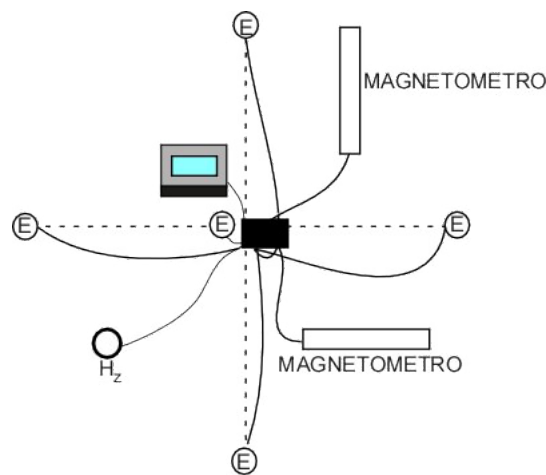


Figura 4.1: Montaje en terreno de estación de magnetotelúrica

Las estaciones utilizadas corresponden a 3 campañas de medición diferentes, agrupándose en 2 grupos. El primero grupo corresponde a 2 campañas realizadas los años 2007 y 2010 por Díaz (2011). Mientras que el segundo grupo de estaciones corresponden a aquellas medidas durante el año 2017 para complementar la cobertura de las estaciones de la campaña anterior. En total se tiene un número de 21 estaciones agrupadas alrededor del volcán cómo se puede observar en la figura 4.2

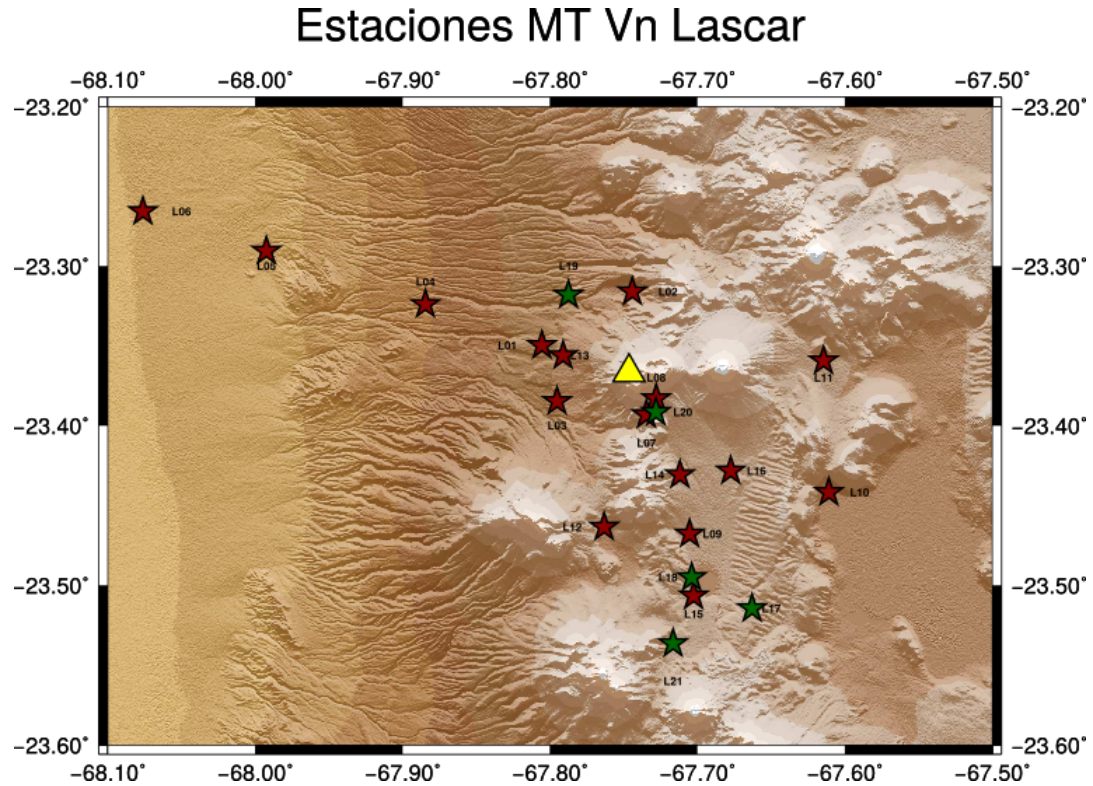


Figura 4.2: Estaciones MT Lásicar, en rojo estaciones medidas durante campañas en 2007 y 2010 por Díaz et al. (2012), en verde estaciones nuevas medidas durante 2017

El registro en terreno corresponde a mediciones de los campos en series de tiempo, pero para poder ser analizados e invertidos se debe obtener el tensor de impedancia  $\mathbf{Z}$  (ec 3.8). Los Tensores de impedancia para las estaciones del presente trabajo fueron obtenidas y entregadas directamente por el académico guía Daniel Díaz. Un breve resumen de como se obtiene se puede encontrar en Vozoff (1991) y se puede separar en los siguientes pasos:

- Transformar los datos al dominio de la frecuencia a través de la transformada de Fourier (FFT).
- Ajustar ventanas para identificar tendencia en los datos (smoothing).
- Proceso de decimación en Cascada, dónde en cada paso de filtra, se resampla y recombina la señal para eliminar datos ruidosos.
- Finalmente a través de la autocorrelación y la correlación cruzada se buscan señales coherentes en todas las mediciones.

Antes de hacer algún análisis con los datos obtenidos, es necesario revisar su calidad por si presentan alguna anomalía que refleje problemas en el montaje experimental, impidiendo su utilización en el presente trabajo. Todas las curvas de resistividad aparente se pueden observar en el Anexo B las que fueron visualizadas mediante el módulo para python *mtpy* (Krieger and Peacock, 2014).

Respecto a la calidad de los datos, se puede notar que existen estaciones con poco ruido, mientras que hay estaciones con alto nivel de ruido como se puede ver en la figura 4.3. Lo anterior puede deberse a diversos factores ambientales, pero principalmente a estructuras locales que perturbaron la medición como caminos o tuberías. Otro factor que afecta la calidad de los datos es el grado de compactación del suelo pues, una alta resistividad superficial impide una correcta medición de los campos eléctricos (al no generarse los dipolos en los electrodos). Además se debe considerar la banda muerta cercana a 1 [Hz] donde disminuyen las fuentes de campos naturales y por tanto disminuye la calidad de los datos.

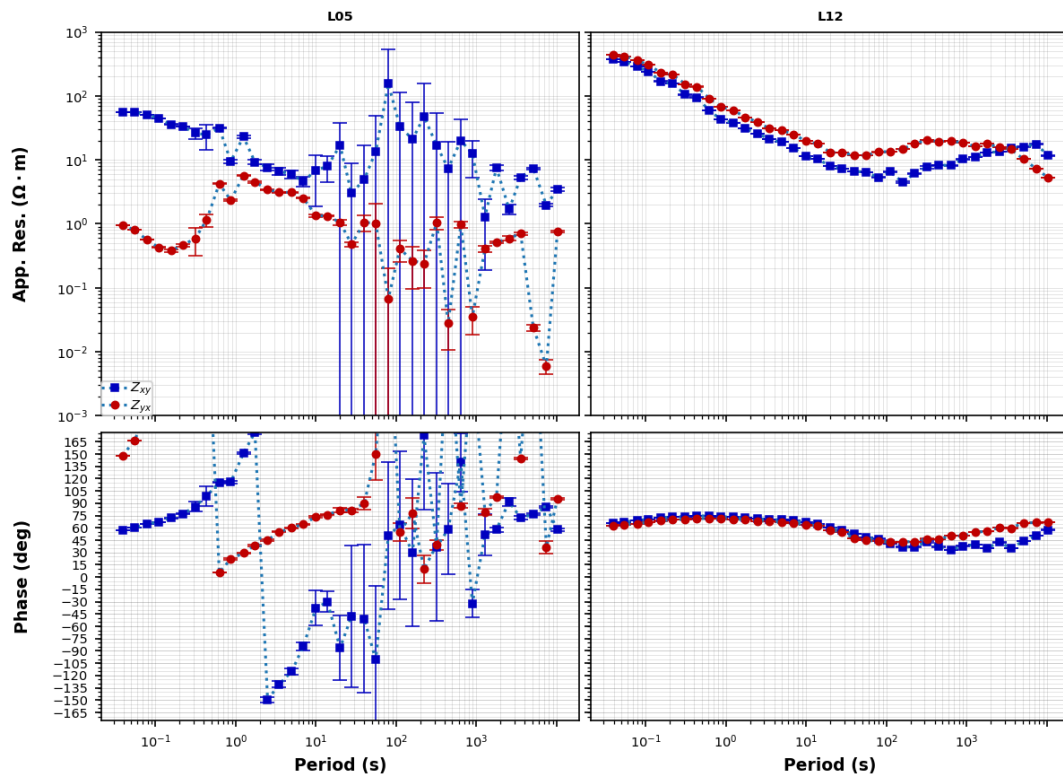


Figura 4.3: Comparación entre estación ruidosa (L05) y una normal(L12) para visualizar datos.

Otro factor relevante observado en las curvas de resistividad, corresponde a un gran número de estaciones con *static shift*, es decir, un desfase entre las curvas de resistividad aparente de las 2 direcciones principales como se puede ver en la figura 4.4, debido a la presencia de cargas libres en superficie, relacionadas posiblemente con la presencia de salares en la zona.

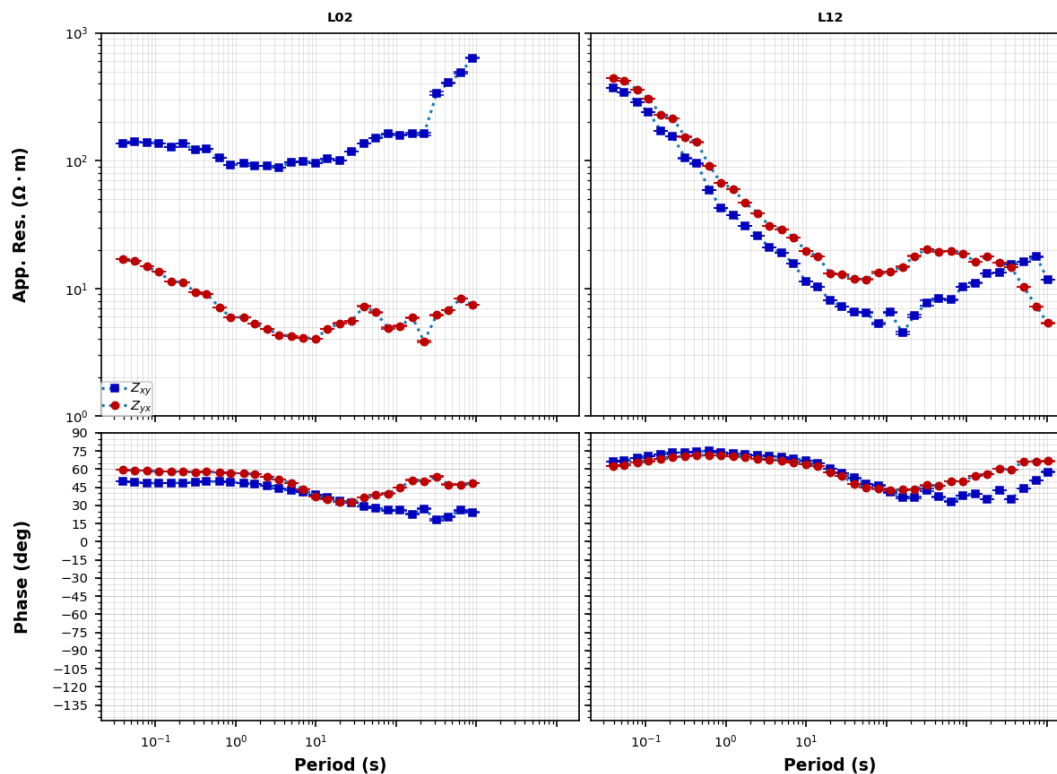


Figura 4.4: Efecto de Static Shift: L02 presenta desplazamiento vertical en curvas de resistividad aparente, mientras que L12 no.

Debido a la posibilidad de haber existido algún cambio en las estructuras conductoras en profundidad en el tiempo (Aizawa et al., 2011), se comparan 2 mediciones realizadas con 10 años de diferencia para un mismo punto (ver figura 4.5). No se observan cambios en las curvas de resistividad aparente y los cambios de *offset* observados se atribuyen a que las mediciones se realizaron con equipos distintos.

#### 4.1.2. Inversión de datos MT

Para generar modelos que ajusten los datos observados se pueden utilizar principalmente 2 metodologías. En la metodología *directa* se deben hacer cambios a un modelo inicial para encontrar un modelo que ajuste de mejor manera los datos observados que sea físicamente posible en la realidad. En la otra metodología se puede hacer una inversión donde se estiman, a través de diversos algoritmos, los mejores parámetros que ajusten los datos observados. Además se pueden hacer suposiciones respecto a la dimensionalidad del medio (2D o 3D), siempre se recomienda suponer un medio 3D porque tiene menos restricciones, ya que no

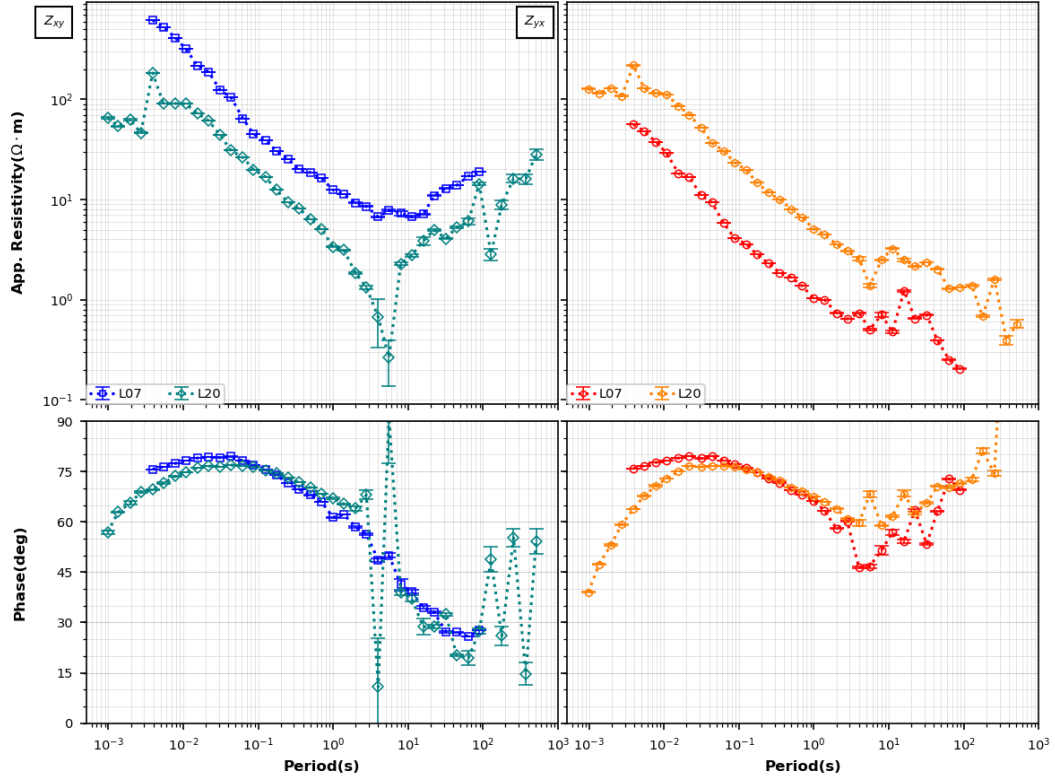


Figura 4.5: Comparación componentes del Tensor de impedancia, para L07 y L20 hechos en el mismo punto pero con 10 años de diferencia.

supone la existencia de estructuras regionales 2D y permite ajustar efectos de cuerpos superficiales, haciendo no necesaria la instalación en terreno de estaciones en forma de perfil (Ledo, 2005). De todas maneras, debido al alto costo computacional de generar modelos en 3D, es que suele hacer un análisis dimensional para poder usar las suposiciones de medios bidimensionales.

Díaz et al. (2012) realiza un análisis dimensional en la zona, investigando parámetros de dimensionalidad, detallados en la sección anterior, y observa un comportamiento 3D en la zona junto con un efecto topográfico en los datos (que también se puede apreciar en la figura 5.1). Por lo que es necesario generar un modelo 3D que incluya topografía.

Se realiza una inversión usando el software *ModEM* desarrollado por Kelbert et al. (2014). El software utiliza el método de diferencias finitas para resolver numéricamente las ecuaciones de Maxwell (ecuaciones 3.1, 3.2, 3.3, 3.4) y el algoritmo de gradientes conjugado no lineal (NLCG) para resolver el problema de minimización de la inversión (ecuación 4.1) (Egbert and Kelbert, 2012).

$$\Psi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - f(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - f(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (4.1)$$

El primer término de la ecuación 4.1 tiene relación con el ajuste de los datos y el segundo con la regularización, la que se agrega para estabilizar la inversión y para generar resultados coherentes en celdas adyacentes. Los términos  $\mathbf{m}$  y  $\mathbf{d}$  tienen relación con el modelo y los datos

respectivamente,  $f(\mathbf{m})$  a la respuesta directa del modelo  $\mathbf{m}$ , mientras que  $\mathbf{m}_0$  tiene relación con el modelo a priori. Finalmente los errores vienen dados por  $\mathbf{C}_d$  y  $\mathbf{C}_m$  correspondientes a covarianza de los errores de los datos y a la covarianza del modelo, respectivamente.

Se cuantifica el valor del error de ajuste de los datos utilizando el valor cuadrático medio o *RMS*, por sus siglas en inglés, cuya definición se puede ver en la ecuación 4.2, donde  $e_k$  corresponde al piso de error.

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \left( \frac{d_{obs,k} - d_{mod,k}}{e_k} \right)^2} \quad (4.2)$$

Gracias a la capacidad modular del programa Kelbert et al. (2014), se pueden paralelizar procesos ahorrando tiempo computacional y permitiendo generar modelos de grillas finas, algo importante para el presente trabajo debido a la relativa cercanía de las estaciones y la topografía. Para la ejecución del programa se usa el servidor Leftraru, dependiente del Laboratorio Nacional de Computación de Alto Rendimiento (NHLPC) del Centro de Modelamiento Matemático de la Universidad de Chile.

Para crear el modelo inicial y permitir una visualización simple, se utiliza el programa 3D-Grid desarrollado por Naser Meqbel. El programa permite crear grillas de forma interactiva, permitiendo modificar el espaciado en las 3 direcciones y además permite agregar la topografía que es interpolada directamente en la grilla, como se puede ver en la figura 4.6. Además permite realizar una edición de los datos, pudiendo enmascarar datos que tienen un comportamiento anómalo debido al ruido u otros factores (ver figura 4.7).

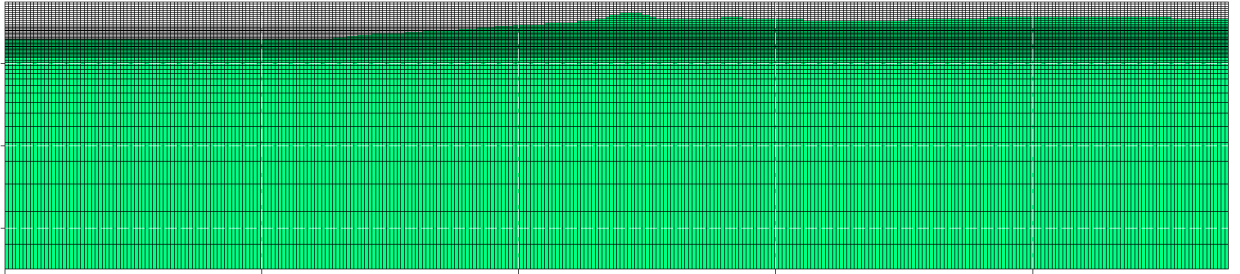


Figura 4.6: Grilla que incluye topografía con celdas en modelo inicial para la inversión LA17

Para conseguir un modelo final con un bajo RMS se modifican los modelos iniciales generados con 3Dgrid y parámetros de suavizamiento(smoothing). Se puede observar en la figura 4.8 como antes de cada inversión se fueron modificando los modelos iniciales usando distintos parámetros de celda, enmascarando datos o estaciones completas, agregando o no el Tipper e incluso modificando la tolerancia del error de ajuste. De la ecuación 4.2 se desprende que el RMS depende de la tolerancia del error de ajuste, por lo que RMS de inversiones hechos con una distinta tolerancia del error de ajuste, no son directamente comparables, pero permite dar un idea respecto a como se fueron mejorando los modelos finales a medida que se mejoraban los parámetros de los modelos iniciales de las inversiones anteriores. Finalmente el modelo inicial de la última inversión (LA17) contaba con las siguientes características:



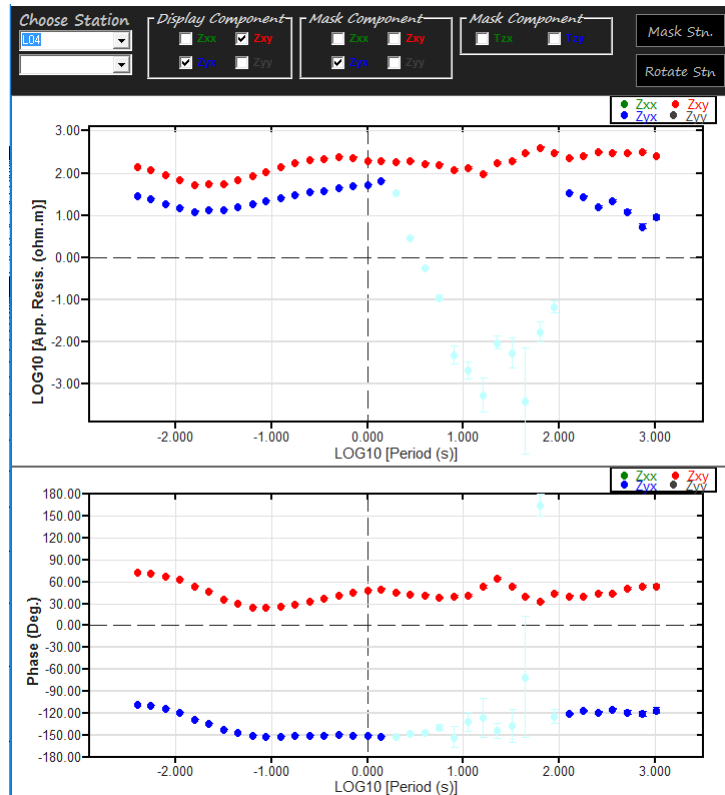


Figura 4.7: Herramientas de edición 3DGrid, enmascando datos anómalos

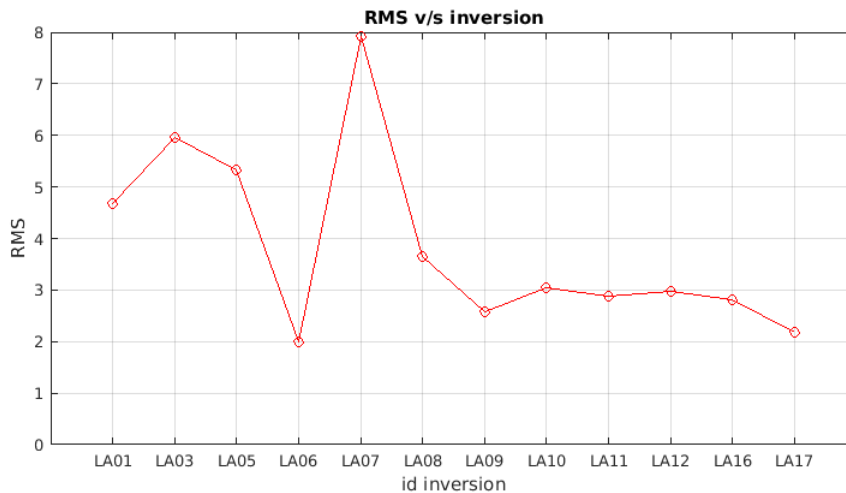


Figura 4.8: Evolución del RMS para distintas inversiones

- Número de estaciones: 20 (no se incluye LA06)
- Número de celdas: 100 x 100 x 66
- Inclusión de Tipper
- Dimensiones: Con espaciado constante de 350 m en x e y, con espaciado variables en z, con mín celda de 100 m.
- Tolerancia del error de ajuste: 5 % en componentes de **Z** y 5 % en Tipper

## 4.2. GPS

### 4.2.1. Datos de GPS

Los datos de GPS utilizados fueron proporcionados por el OVDAS, siendo parte de la red de monitoreo continua en el volcán. Se puede apreciar en la figura 4.9 que existen 2 estaciones, al norte y al sur del volcán, mientras que existe una tercera que está alejada unos kilómetros hacia el oeste. Esta distribución es muy utilizada en volcanes debido a que permite identificar variaciones en líneas bases que atraviesan el cráter, y la estación lejana es usada de referencia en el procesamiento para restar efectos locales, una descripción más detallada de las estaciones se puede ver en la tabla 4.9.

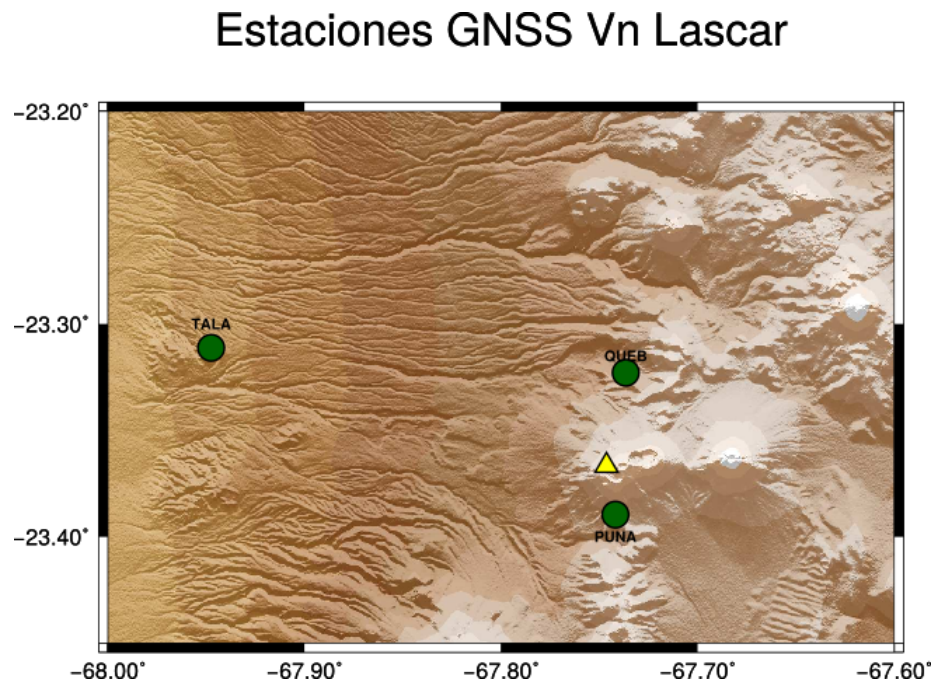


Figura 4.9: Estaciones continuas GPS mantenidas por OVDAS

Estación	Ubicación	Altura	Tipo de receptor	Tipo de Antena
TALA	23.31°S 67.94°O	3093.23 msnm	TRIMBLE NETR9	TRM55871
PUNA	23.38°S 67.74°O	4833.74 msnm	TRIMBLE NETR9	TRM55871
QUEB	23.32°S 67.73°O	4417.00 msnm	TRIMBLE NETR9	TRM55871

Tabla 4.1: Características de las estaciones gps del Volcán Láscar.

El tipo de archivo entregado por el OVDAS corresponde a un archivo binario propio de la marca del fabricante, en este caso Trimble, y es necesario transformarlo a un archivo ASCII con un formato estandarizado llamado **RINEX** (Receiver INdependen EXchange) para luego poder obtener series de tiempo posicionales a partir de este último. A continuación se detallan los pasos para obtener los archivos RINEX y algunos problemas identificados en las estaciones:

- Usando la rutina **runpkr00** desarrollado por Trimble, se transforman los archivos de las estaciones a archivos binarios **.dat**
- Usando el programa **teqc** (Estey and Weir, 2014) se pueden transformar los archivos binario **.dat** a archivos **RINEX**.
- En algunos años y estaciones, se tenían registros separados por hora y no un archivo diario como es usual, debido a falta de protocolos en los procedimientos de medición en los inicios de la red de monitoreo, por lo que en algunos casos se hizo necesario unir esos registros para conseguir 1 archivo diario.

Así es posible tener una idea de los datos que podrán ser procesados para obtener una serie de tiempo, la cobertura temporal de los datos se puede observar en la figura 4.10, donde se puede observar que el período completo abarca desde Diciembre de 2012 hasta Junio de 2017, sin embargo el registro no es continuo debido a problemas de transmisión y problemas en terreno, como por ejemplo la caída de un rayo en la estación QUEB al final del período de medición. Es importante hacer la aclaración de que la figura 4.10 fue creada una vez procesada las series de tiempo, paso explicado más adelante.

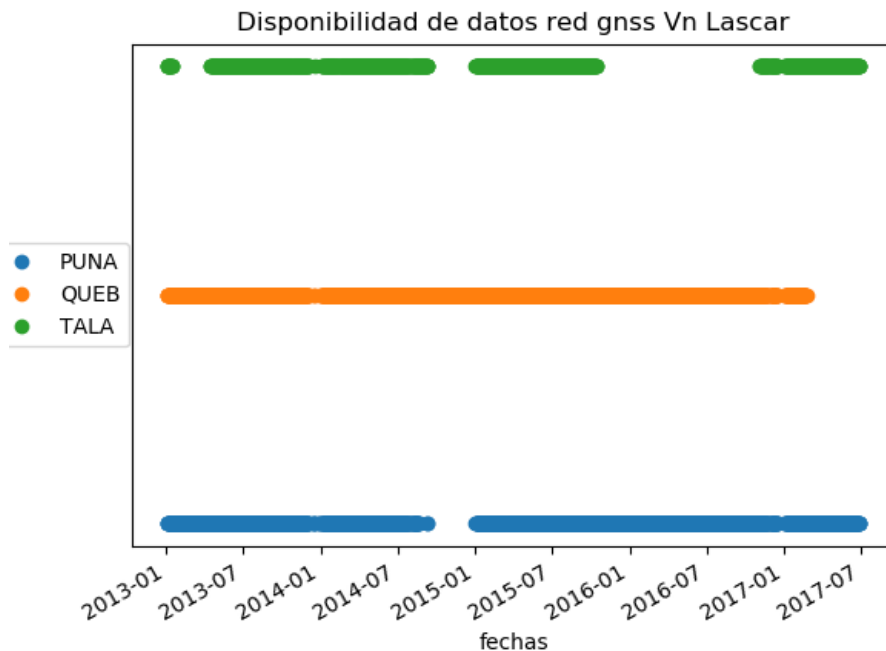


Figura 4.10: Disponibilidad estaciones gps

Para obtener las series de tiempo posicionales en cada estación GPS se utilizó el software *GIPSY-OASIS* desarrollado por el Jet Propulsion Laboratory de la NASA, en donde se realiza un posicionamiento estático usando la metodología de PPP (Precise Point Positioning). Las rutinas utilizadas para el procesamiento fueron desarrolladas por Becerra Carreño (2019) en su tesis de magíster. Como archivos de entrada es necesario el **RINEX** de observación, una coordenada a priori de la estación GPS y un archivo que considere el efecto de las cargas oceánicas en la corteza, que en este trabajo fueron proporcionados por M.S. Bos y H.-G. Scherneck (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>). Así se obtienen series de tiempo para las 3 componentes como se ejemplifica en la figura 4.11 para la estación QUEB.

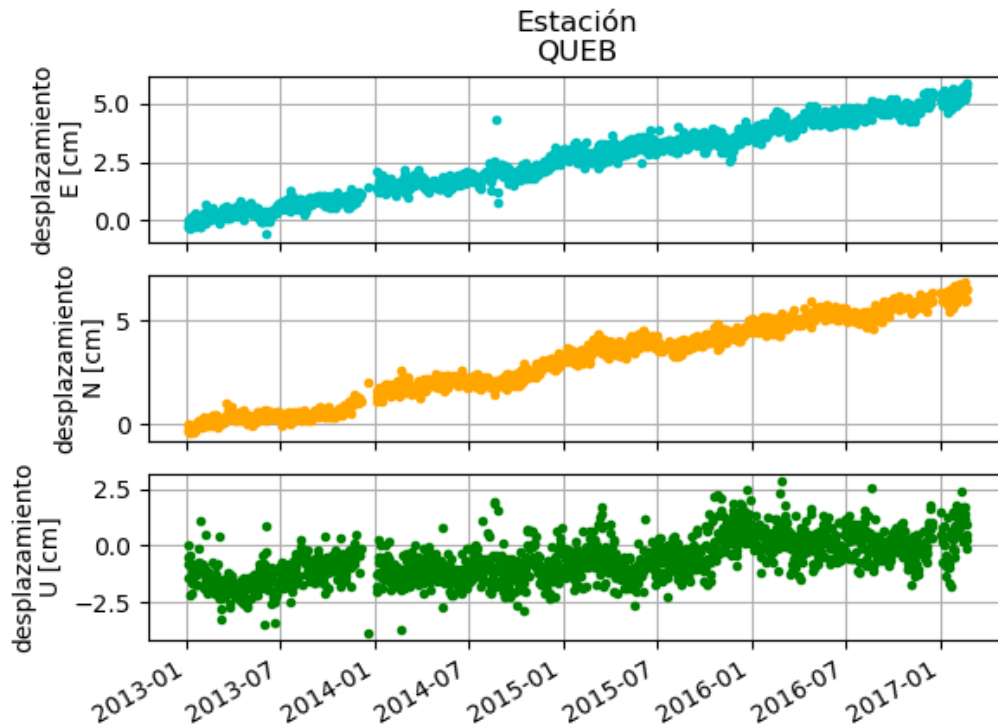


Figura 4.11: Ejemplo de serie cruda procesada por Gipsy-Oasis

#### 4.2.2. Post-procesamiento de Series de Tiempo

Como se puede ver en la figura 4.11, las series de tiempo procesadas presentan una serie de señales atribuibles a distintas fuentes, también presentan presentar discontinuidades o saltos, y datos anómalos que escapan al comportamiento del resto de la serie de tiempo. A continuación se presentan metodologías que permiten limpiar las series de tiempo:

**Datos anómalos** : Pueden ser descartados usando los errores formales obtenidos del procesamiento, también pueden ser descartados haciendo un filtro estadístico o se puede hacer un análisis de la señal ruido (SNR) para descartarlos Axelrad et al. (1996). En el presente trabajo se usó un criterio estadístico descartándose datos que se alejan 3 veces la desviación estándar de los datos globales con respecto a los datos de todo el período.

**Discontinuidades o Saltos** : En general se presentan 2 grandes orígenes, uno tiene que ver con procesos geofísicos, como terremotos, que generan un desplazamiento del suelo (Co-Sísmico). La otra a causa es de origen antropogénico como el cambio de hardware (cambios de antenas o receptores en estaciones continuas). En el presente trabajo se utiliza la función Heaviside para modelar las discontinuidades en las series de tiempo, cualquiera sea su causa (Bevis and Brown, 2014).

**Señales seculares y estacionales** : Las señales seculares están usualmente relacionadas con procesos geofísicos como el acoplamiento intersísmico entre 2 placas tectónicas. Las señales estacionales suelen estar relacionadas a un forzamiento hidrológico por ejemplo, el cambio estacional en la carga de agua y nieve sobre la corteza, etc. La tendencia secular suele ser aproximada por un modelo de velocidad constante en cada punto de la corteza, mientras que las señales estacionales son modeladas con 4 términos de una Serie de Fourier con períodos anual y semi-anual. (Bevis and Brown, 2014)

Finalmente se construye un modelo de trayectoria donde se consideran todos los efectos anteriores con el fin de poder ajustar los datos. El modelo de trayectoria utilizado se representa matemáticamente en la ecuación 4.3 donde el primer término tiene que ver con el ajuste al eje y, luego está considerada la velocidad secular, está considerado el efecto del terremoto de Pisagua (Mw 8.2) 2014, con desplazamientos co-sísmicos y post-sísmicos y un ciclo estacional anual y semi anual. Además se deja la posibilidad de ajustar saltos que tengan que ver con cambios de hardware, término que es necesario en caso de identificarse visualmente discontinuidades en las series de tiempo posicionales .

$$\begin{aligned}
u(t) = & a + v \cdot t \\
& + \sum \Delta_i \cdot H(t - t_i) \\
& + D_{co} \cdot H(t - t_{eq}) + D_{post} \cdot \log \left( 1 + \frac{t - t_{eq}}{\tau} \right) \\
& + c_1 \cdot \cos(\Omega_1 t) + s_1 \cdot \text{sen}(\Omega_1 t) \\
& + c_2 \cdot \cos(\Omega_2 t) + s_2 \cdot \text{sen}(\Omega_2 t)
\end{aligned} \tag{4.3}$$

Se suponen valores para algunos términos conocidos de la ecuación 4.3, como por ejemplo:

- $t_{eq}$ : Corresponde al momento del terremoto de Pisagua (Mw 8.2) ocurrido el 1 de Abril de 2014.
- $\tau$ : Corresponde al tiempo de relajación Post-Sísmica. Bevis and Brown (2014) demuestra que es un factor poco significativo en los ajuste y se usa 1 año según Hoffmann et al. (2018).
- $\Omega_1$ : Frecuencia estacional anual  $2\pi/1$  año.
- $\Omega_2$ : Frecuencia estacional semi-anual  $2\pi/0,5$  año.

Para ajustar las series de tiempo, que no tienen saltos de hardware, se deben estimar los parámetros  $\mathbf{m}=[a,v,D_{co},D_{post},c_1,s_1,c_2,s_2]$ . Para esto se usará la inversión de mínimos cuadrados con pesos cuya formulación se puede ver en la ecuación 4.4, donde  $\mathbf{d}$  corresponden a las observaciones  $\mathbf{G}$  corresponde a la matriz de diseño del problema formada por los términos que acompañan a los parámetros  $\mathbf{m}$  en 4.3, y se puede observar su construcción en la figura 4.12. Es importante destacar las matrices de las formulaciones ya están siendo ponderadas por el error en los datos  $\mathbf{W}_d = \sqrt{\mathbf{C}_d^{-1}}$  siendo  $\mathbf{C}_d$  la matriz de covarianza de las observaciones. Así la solución a los parámetros buscados se puede ver en la ecuación 4.5. (Tarantola, 2005)

$$\mathbf{W}_d \mathbf{d} = \mathbf{W}_d \mathbf{G} \mathbf{m} \quad ; \quad \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d = \mathbf{C}_d^{-1} \quad (4.4)$$

$$\mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{G})^{-1} \mathbf{G}^T \mathbf{C}_d^{-1} \mathbf{d} \quad (4.5)$$

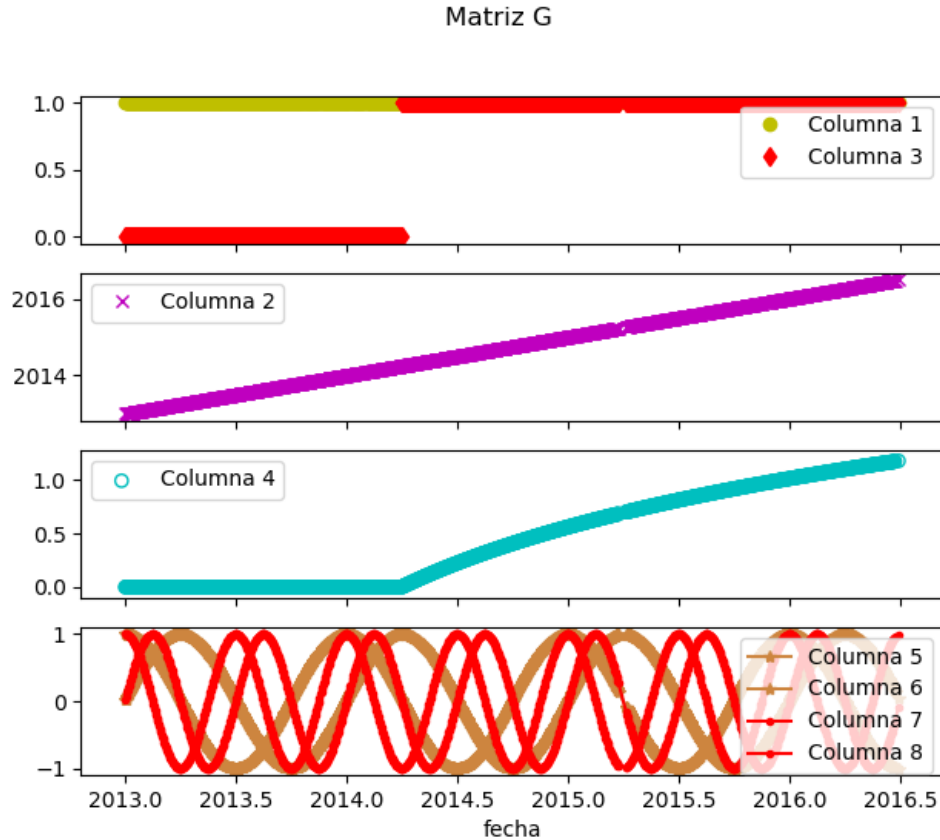


Figura 4.12: Matriz  $\mathbf{G}$  de diseño para inversión de mínimos cuadrados

En la figura 4.13 se puede ver el ajuste para una estación cualquiera del norte de Chile, se puede observar el buen ajuste del modelo de trayectoria y además en la figura 4.14 se puede observar la señal residual, que corresponde a la diferencia entre la observación y los datos modelados(usando los parámetros obtenidos en la inversión)  $(\mathbf{d} - \mathbf{d}_{pred})$ .

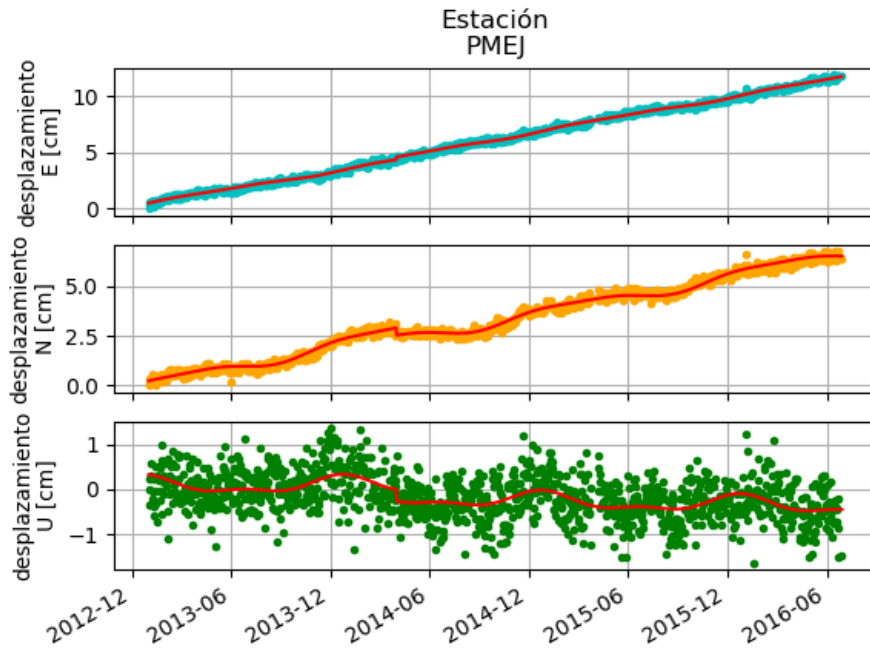


Figura 4.13: Ajuste del modelo de trayectoria (en rojo)

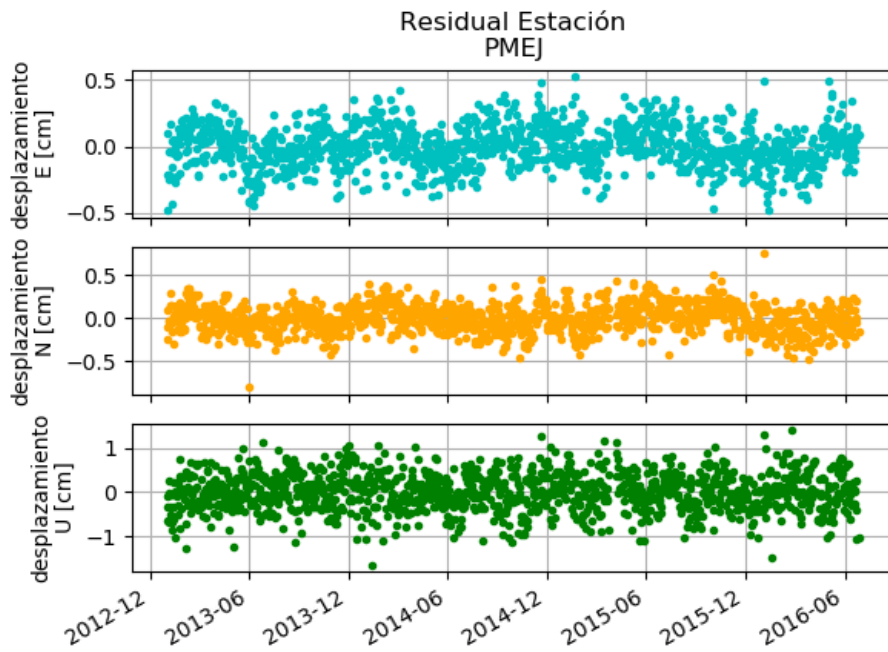


Figura 4.14: Residual del ajuste ( $\mathbf{d} - \mathbf{d}_{\text{pred}}$ )

### 4.2.3. Análisis de Componente Principal (PCA) y Modo Común de Error (CME)

Como se puede observar en la figura 4.14 y en las residuales del Anexo C, por muy buen ajuste del modelo de trayectoria, existe un alto nivel de dispersión en las residuales de la serie de tiempo. Se han desarrollado distintas metodologías para disminuir esa dispersión, como el uso de filtros regionales. Una de esas metodologías corresponde al Modo Común de Error (CME), donde se busca aislar una señal de desplazamiento aparente que es coherente espacialmente en toda una red de instrumentos GPS, y que fue propuesta por Dong et al. (2006). El CME tiene por origen errores en la realización del marco de referencia y de los parámetros orbitales de los satélites usados durante el proceso de posicionamiento en el software Gipsy-Oasis.

El análisis de componentes principales es un proceso mediante el cual un conjunto de datos puede descomponerse en modos ortogonales o componentes principales linealmente independiente (Mieres Madrid, 2019). Siendo  $\mathbf{X}_{m \times n}$  la matriz de residuales, dónde  $m$  corresponde a la dimensión temporal y  $n$  corresponde a la dimensión espacial (estación), es decir las columnas de  $\mathbf{X}$  corresponden a las series de tiempo residuales de cada componente de cada estación GPS, se puede comprobar (Dong et al., 2006) que la matriz  $\mathbf{X}$  puede ser descompuesta usando la descomposición de valor singular o SVD, cómo se puede ver en la ecuación 4.6.

$$\mathbf{X} = U\Sigma V^T \quad (4.6)$$

Dónde  $\Sigma$  corresponde a una matriz diagonal, dónde cada elemento es un valor singular de  $\mathbf{X}$  que es función de la varianza asociada en esa dirección ortogonal y puede interpretarse como una medida energética de cuánto afecta ese modo en la señal total. Los vectores singulares contenidos en  $U$  permiten obtener la respuesta temporal, una serie de tiempo cuya forma es común en todas las estaciones, mientras que aquellos contenidos en  $V$  permiten estimar la respuesta espacial, es decir en cuanto se amplifica la serie de tiempo en cada estación.

Así nuestra matriz residual no es nada más que la suma de todos los modos y su respuesta tanto espacial como temporal, cómo se puede observar en la figura 4.15.

$$\mathbf{X} = \sum_{i=1}^r \sigma_i \vec{u}_i \cdot \vec{v}_i^T$$

Energía Respuesta espacial  
Respuesta temporal Modo i-esimo

Figura 4.15: Interpretación de la Descomposición en componentes principales, extraído de Mieres Madrid (2019)



Tal y como se mencionó, este tipo de análisis suele hacerse para redes GPS de escala regional con un gran número de estaciones y una gran área abarcada, debido a que las señales de gran longitud de onda espacial buscadas para ser removidas, pueden no detectarse en redes pequeñas. Además que redes más grandes presentan una mayor cantidad de disponibilidad de datos. Así se hizo necesario recopilar datos de una red ampliada para poder estimar el CME y hacer el análisis de PCA. En la figura 4.16 se muestran 22 estaciones seleccionadas para tal propósito, instaladas y mantenidas por 4 instituciones:

- Tectonics Observatory, California Institute of Technology (CALTECH).
- Centro Sismológico Nacional (CSN).
- Integrated Plate Boundary Observatory Chile (IPOC).
- Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS).

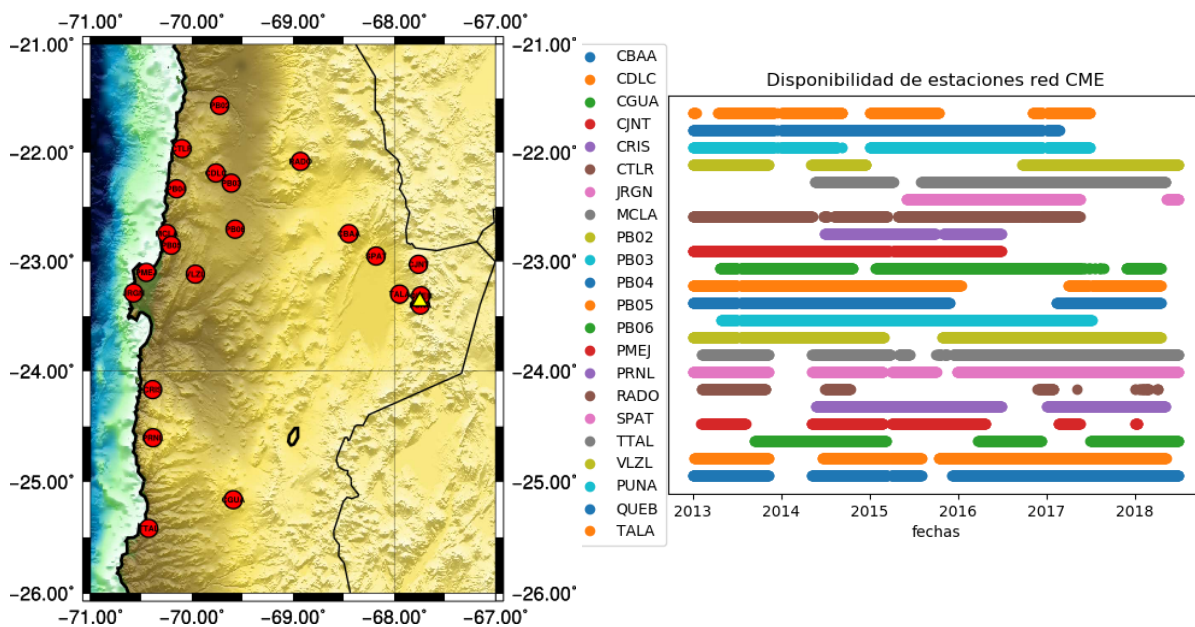


Figura 4.16: Red GPS ampliada para estimar CME estaciones instaladas y operadas por CALTECH, CSN, IPOC y OVDAS.

Para estimar el CME se siguieron con algunas modificaciones el algoritmo propuesto por Becerra Carreño (2019) y los pasos se pueden resumir en:

1. Modelar las señales con un modelo de trayectoria
2. Generar una matriz de residuales  $\mathbf{X}$ , considerando sólo datos cuya amplitud no excedan los 5 cm.
3. Remover el promedio de cada residual para centrar los datos entorno al origen.
4. Rellenar los datos faltantes, como se puede ver en la figura 4.16 existen fechas dónde algunas estaciones no presentan dato observado, así es necesario rellenar la matriz  $\mathbf{X}$ , siguiendo la siguiente idea: Si la estación para ese instante de tiempo no tiene observación, se le asigna el promedio de la señal residual para ese instante del resto de la red.
5. Se realiza la descomposición de componente principal (PCA), se grafican y se elijen los modos más energéticos.
6. Con los modos más energéticos escogidos, se genera una serie de tiempo para cada estación  $\mathbf{X}_2$ .
7. Se remueve de la señal original  $\mathbf{X}_2$ , para volver a ajustar el modelo de trayectoria y obtener residuales con menos dispersión para repetir o no el procedimiento.

El procedimiento mencionado anteriormente se realiza de manera iterativa hasta lograr convergencia para obtener una serie de tiempo más limpia. Es importante tener cuidado al realizar posibles interpretaciones de las series de tiempo generadas por el algoritmo ( $\mathbf{X}_2$ ) debido a que en el paso 4 se rellenaron los espacios, por tanto la serie regenerada no debe ser interpretada en donde la serie original no tenía datos.

# Capítulo 5

## Resultados

### 5.1. MT

#### 5.1.1. Análisis Preliminar de datos MT

Usando la herramienta *mtpy* (Krieger and Peacock, 2014) se realiza un perfil de orientación aproximada Sur-Norte donde se grafican las elipses de fase (3.1) para distintos períodos. Para interpretar el perfil (figura 5.1) se debe tener presente de la sección 3.1.3, que la excentricidad de las elipses indican la dimensionalidad del medio, mientras que un valor de  $\Phi_{min}$  mayor a  $45^\circ$  indican un aumento del gradiente de conductividad en profundidad, mientras que menor a ese valor corresponde a su disminución o aumento en la resistividad.

Para períodos cortos, que representan profundidades someras, se observa un aumento en el gradiente de conductividad a medidas que aumenta la profundidad, sin embargo, en las estaciones del sur (ubicadas al comienzo del perfil) este gradiente es mucho menor que las estaciones ubicadas en el volcán.

A medida que se acercan las estaciones al volcán se puede ver que las excentricidades de las elipses aumentan, indicando el comportamiento del medio como 3D. Se resalta el comportamiento de las estaciones LA18 y LA09 las que en superficie parecen tener un valor de conductividad constante, debido a la presencia de posibles conductores superficiales de conductividad constante.

A medida que aumentan los períodos o profundidad, el aumento gradual de la conductividad en todas las estaciones cambia alrededor de los 10 [s], lo que indica la existencia de una zona de mayor resistividad. En las estaciones cercanas al volcán como LA20 y LA18 se observa un mayor contraste entre el medio conductor y el medio resistivo. A profundidades mayores, las elipses indican que el medio se comporta de forma 3D.

Sobresalen las elipses de la estación LA02, la estación más al norte del perfil, donde existe un nulo gradiente en la conductividad a medida que aumenta el período indicando la presencia una zona de conductividad homogénea. Sin embargo cerca de los 10 [s], al igual que el resto de las estaciones del perfil, se identifica una disminución en la conductividad, es decir, se entra a una zona resistiva en un medio que se comporta 3D a esas profundidades

Un análisis complementario se puede derivar de los gráficos de los tensores de fase, junto con las flechas de inducción en planta, cómo se puede observar en la figura 5.2. Se debe hacer la aclaración que *mtpy* invierte la escala de colores para las elipses en los gráficos en planta, pero el significado es el mismo mencionado previamente.

Las flechas de inducción siguen la convención de Parkinson, siendo explicado en la sección 3.1.3, lo que quiere decir que apuntan hacia cuerpos conductores.

Para períodos bajos, indicadores de profundidades someras como 0.25 [s] o 1 [s] se observan efectos locales como puede ser la topografía en el caso de las estaciones al Nor-oeste del volcán, donde se observan flechas apuntando hacia el macizo volcánico debido al contraste de conductividad roca-aire. Además las zonas conductoras al sur del volcán, evidenciadas en las elipses, están relacionadas con la presencia de salares o lagunas sin un comportamiento claro de las flechas en esa zona.

En cambio para casos de profundidades mayores el comportamiento de los parámetros cambia, por ejemplo, se observa un comportamiento 3D del medio y además un gradiente indicando la presencia de cuerpos resistivos. En el caso del período de 64 [s] se observa como algunas flechas de inducción al sur del volcán parecen indicar la presencia de un conductor. Mientras que para el caso de 256 [s] la mayoría de las flechas apuntan hacia el Este. Si bien se debe tener cuidado con que la calidad de datos para éstos períodos es baja, el conductor al cuál apuntan puede ser la Anomalía Conductora del Altiplano descrita por Kühn et al. (2018) que se encontraría al Nor-Este de la zona y que aparecería a unos 20 Km de profundidad.

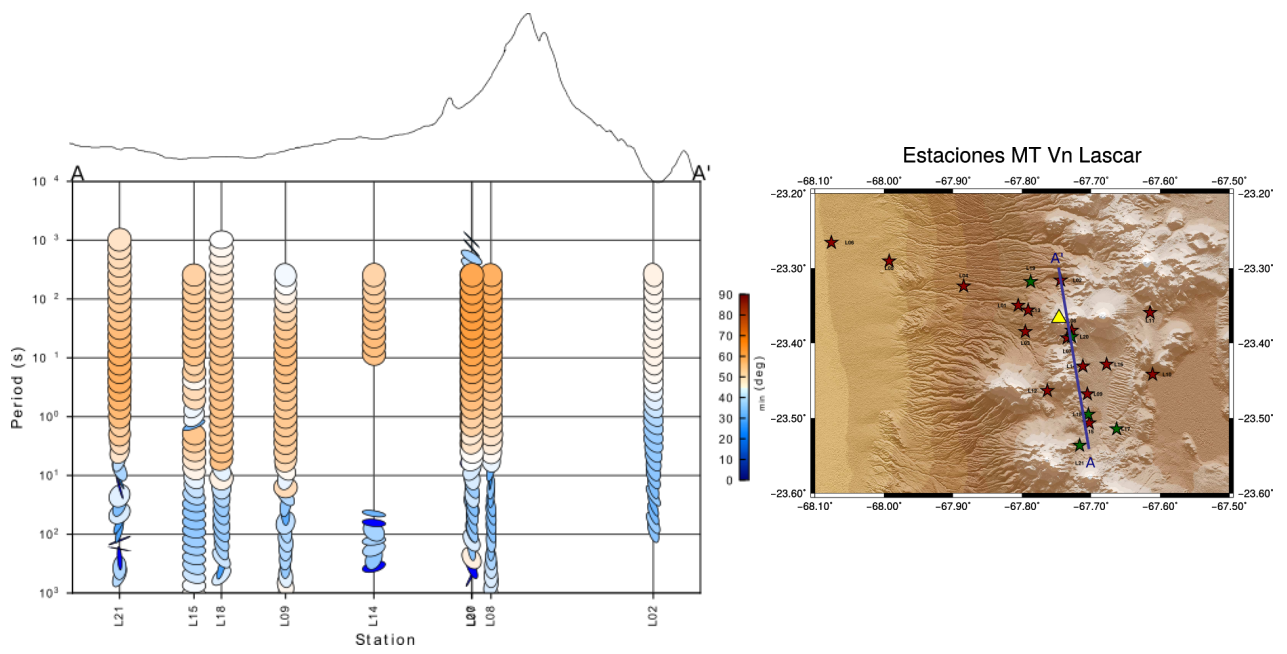


Figura 5.1: Perfil N-S con la representación gráfica del tensor de fase

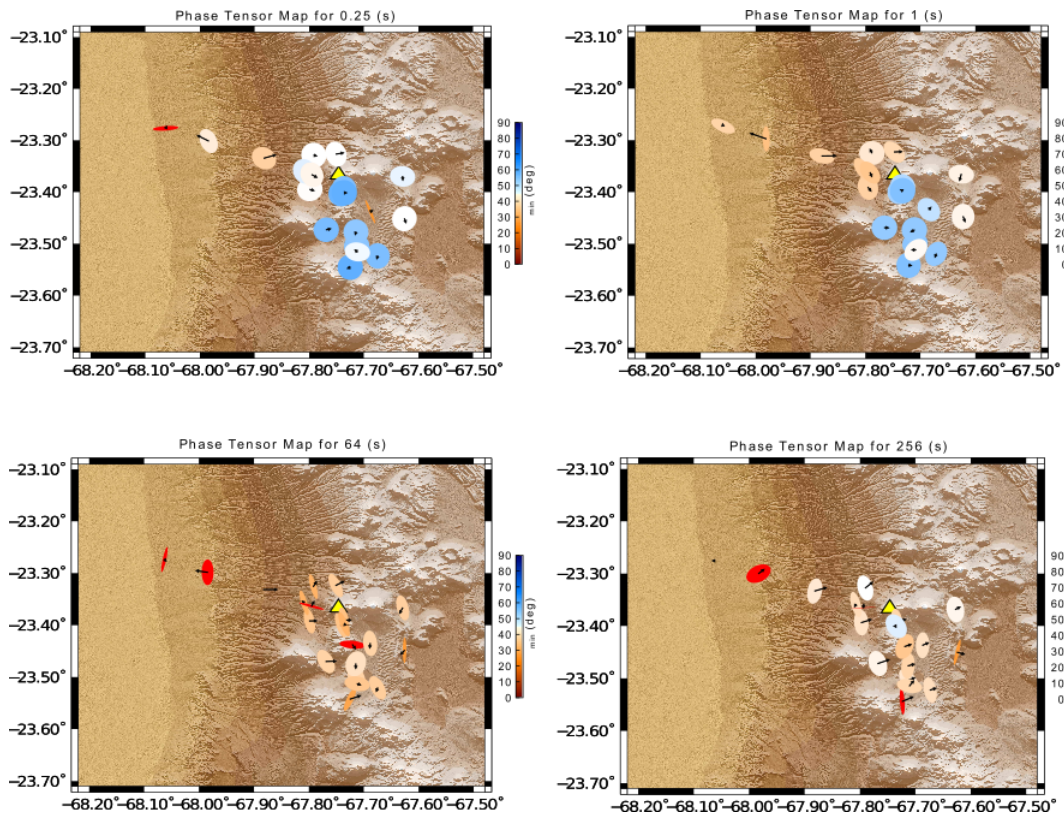


Figura 5.2: Tensores de Fase y Flechas de inducción según convención de Parkinson, para algunos períodos seleccionados

### 5.1.2. Ajuste de la inversión

Tal como se había comentado previamente, luego de completar 12 ejecuciones exitosas del programa *modEM* (Kelbert et al., 2014) se llegó al modelo final identificado como LA17. Para converger a la solución final se realizó un total de 67 iteraciones con un error o RMS (ver fórmula 4.2) de 2.18 con una tolerancia del error de ajuste de 5% en el Tensor de impedancia ( $\mathbf{Z}$ ).

El error total del modelo corresponde al promedio del error para cada una de las 20 estaciones utilizadas en la inversión, en la figura 5.3 se puede apreciar cualitativamente la diferencia del error para cada una de las estaciones, mientras que en el Anexo D se puede observar el ajuste de los componentes del Tensor de impedancia ( $\mathbf{Z}$ ) y de la fase para cada estación.

En la figura 5.4 se puede observar, a modo de ejemplo, un buen ajuste y un mal ajuste para 2 estaciones seleccionadas, el alto error de ajuste en superficie para LA10 se atribuye al tamaño de las celdas por ser una estación alejada del volcán lo que impide un ajuste lo suficientemente abrupto de los valores en superficie.

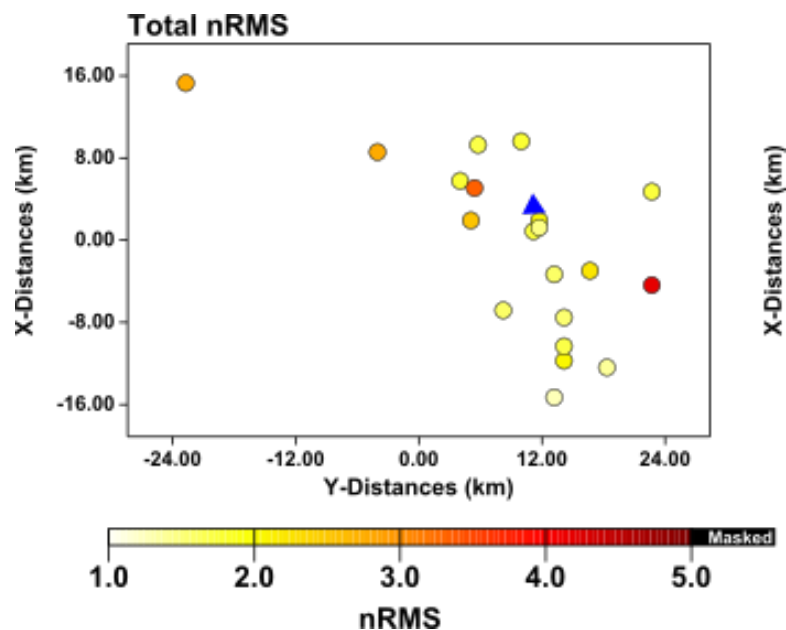


Figura 5.3: Errores de ajuste para modelo final LA17, en triángulo se agrega como referencia la ubicación aproximada del volcán Láscar

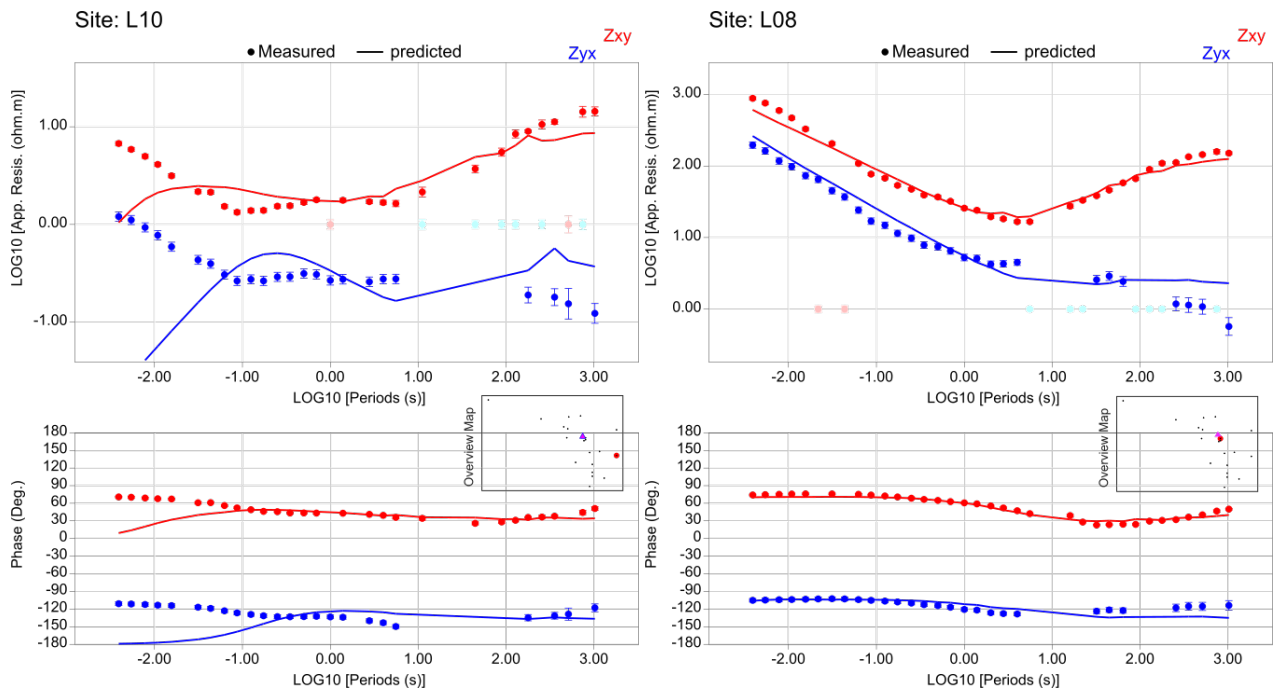


Figura 5.4: Ejemplo de ajuste para 2 estaciones, mientras se ajusta muy bien la estación LA08, la estación LA10 presenta el peor ajuste

### 5.1.3. Resultados de la inversión ModEM

El resultado de la inversión se puede visualizar en planta en la figura 5.8 y en un par de perfiles en las figuras 5.11 y 5.10, perfiles cuya traza aproximada se puede observar en la figura 5.9. En la figura 5.8 se observa la importancia de considerar la topografía por tener estaciones con casi 1Km de diferencia en altura. Se decide separar los resultados en 2 grupos para facilitar su análisis, el primero llamado grupo de estructuras someras y el otro denominado grupo de estructuras de profundidad media.

El primer grupo corresponde a estructuras someras de no más de 2 km de extensión en profundidad principalmente capas conductoras (menores a  $1 \Omega m$ ) y resistivas (mayores a  $100 \Omega m$ ). Estas estructuras serían las responsables de los efectos observados para períodos cortos en los tensores de fase observados en planta de la figura 5.2. Además en la figura 5.8 se marcan 2 estaciones L06 y L10, cuyas curvas de resistividad aparente y fase se pueden ver en la figura 5.5. A pesar de lo ruidoso de una componente de la resistividad aparente de la estación L06, se puede observar en su otra componente un comportamiento que indica la existencia de una zona conductora superficial, al igual que en la estación LA10, siendo concordante con el modelo final.

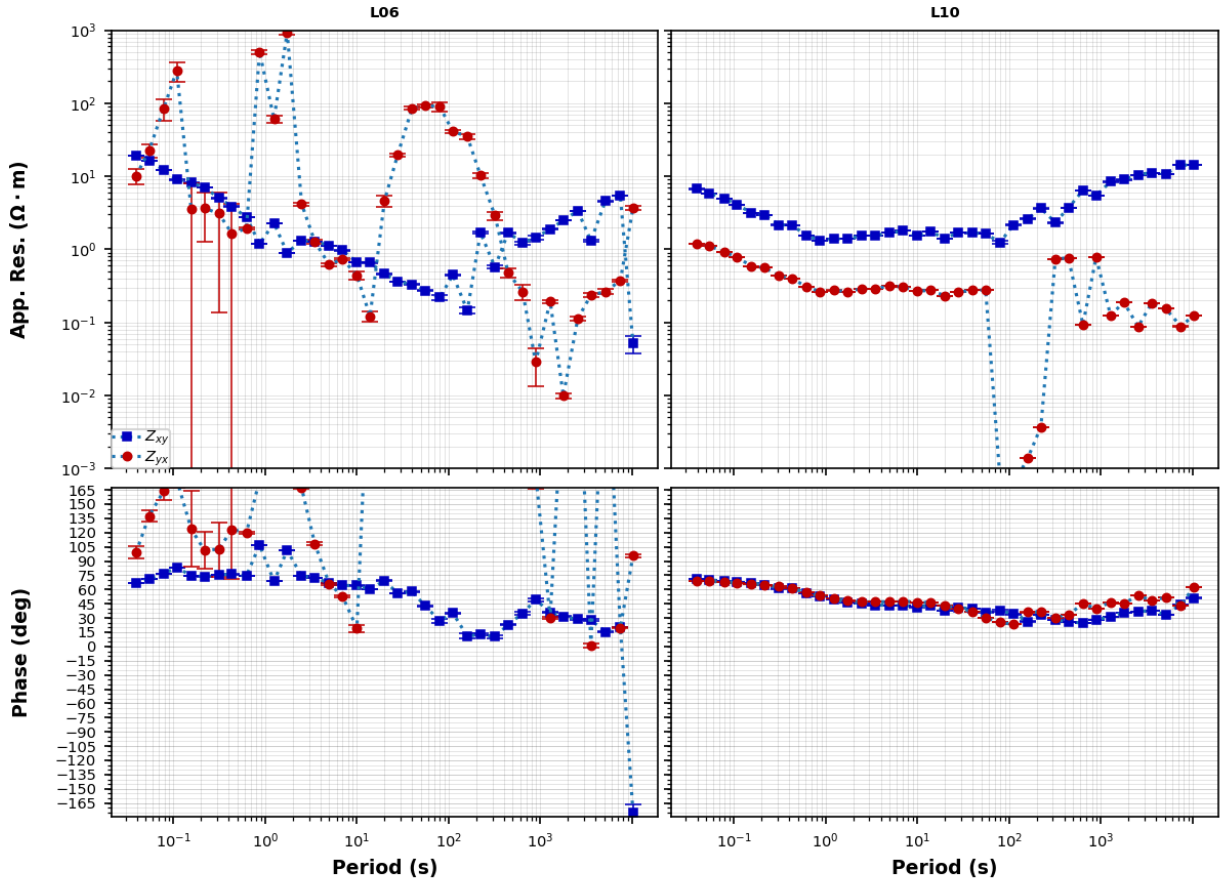


Figura 5.5: Curvas de resistividad aparente para estaciones L06 y L10, que muestran una alta conductividad en superficie.

El segundo grupo corresponde a estructuras de profundidad media que aparecen a partir de los 3 km, sin embargo, su extensión en profundidad no queda definida en el modelo debido a estar más allá de la zona dónde se puede realizar una interpretación confiable. En el perfil A (figura 5.11) se puede observar bajo el edificio volcánico una zona de valores de resistividad entre  $100 \Omega m$  y  $120 \Omega m$ , lo que es concordante con los datos observados en las estaciones en el flanco sur del volcán, como la estación LA08 (figura 5.6) que si bien indica que la resistividad disminuye, no lo hace de forma abrupta y se mantiene alrededor de  $100 \Omega m$ .

Por otra parte la zona conductora al sur-este, apreciable de mejor forma en el perfil B (figura 5.10) presenta valores de resistividad entre  $30 \Omega m$  y  $50 \Omega m$  estructura que también se observa en el comportamiento de las curvas de resistividad aparente de estaciones como LA18 (figura 5.7) que indican la disminución de resistividad en profundidad. Otro argumento que reafirma la existencia la estructura conductora al Sur-Este son las flechas de inducción de la figura 5.2 que muestran la posible existencia de un cuerpo conductor en esa ubicación.



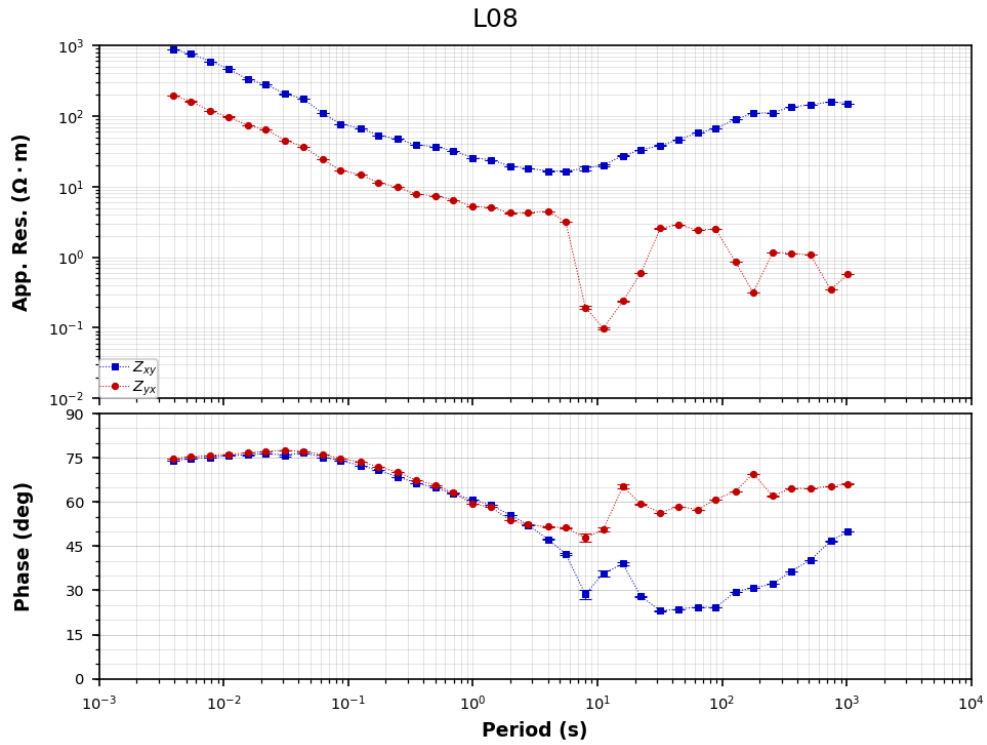


Figura 5.6: Curva de resistividad aparente para LA08, observándose un comportamiento concordante con la zona de resistividad bajo el edificio volcánico

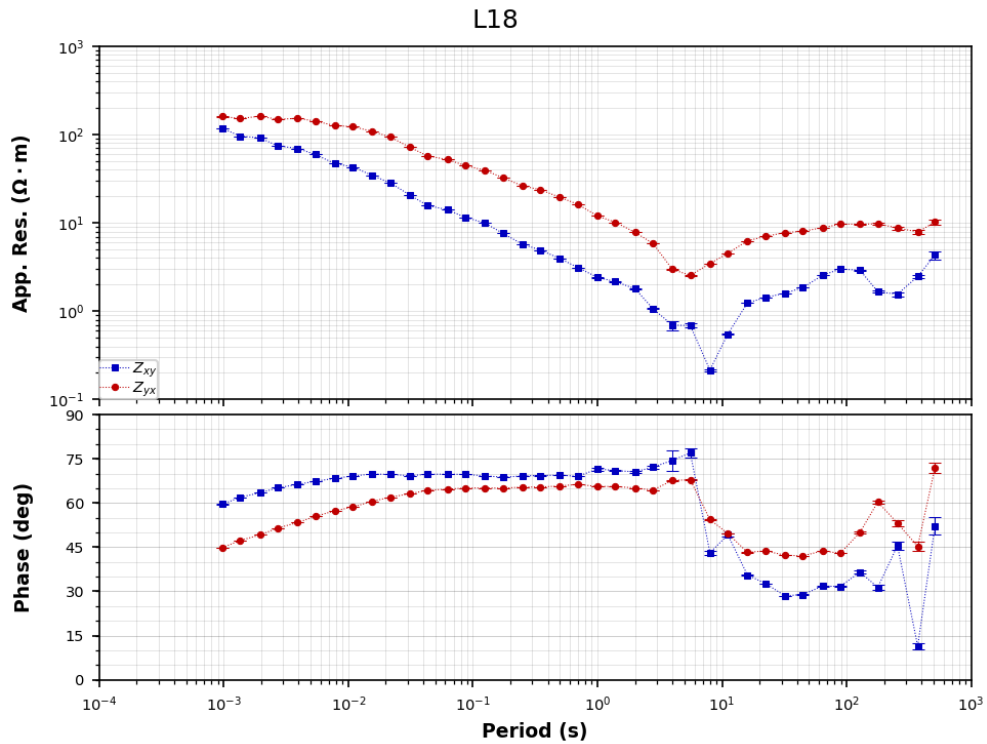


Figura 5.7: Curva de resistividad aparente para LA18, observándose un comportamiento concordante con la zona conductora al sur-este del volcán

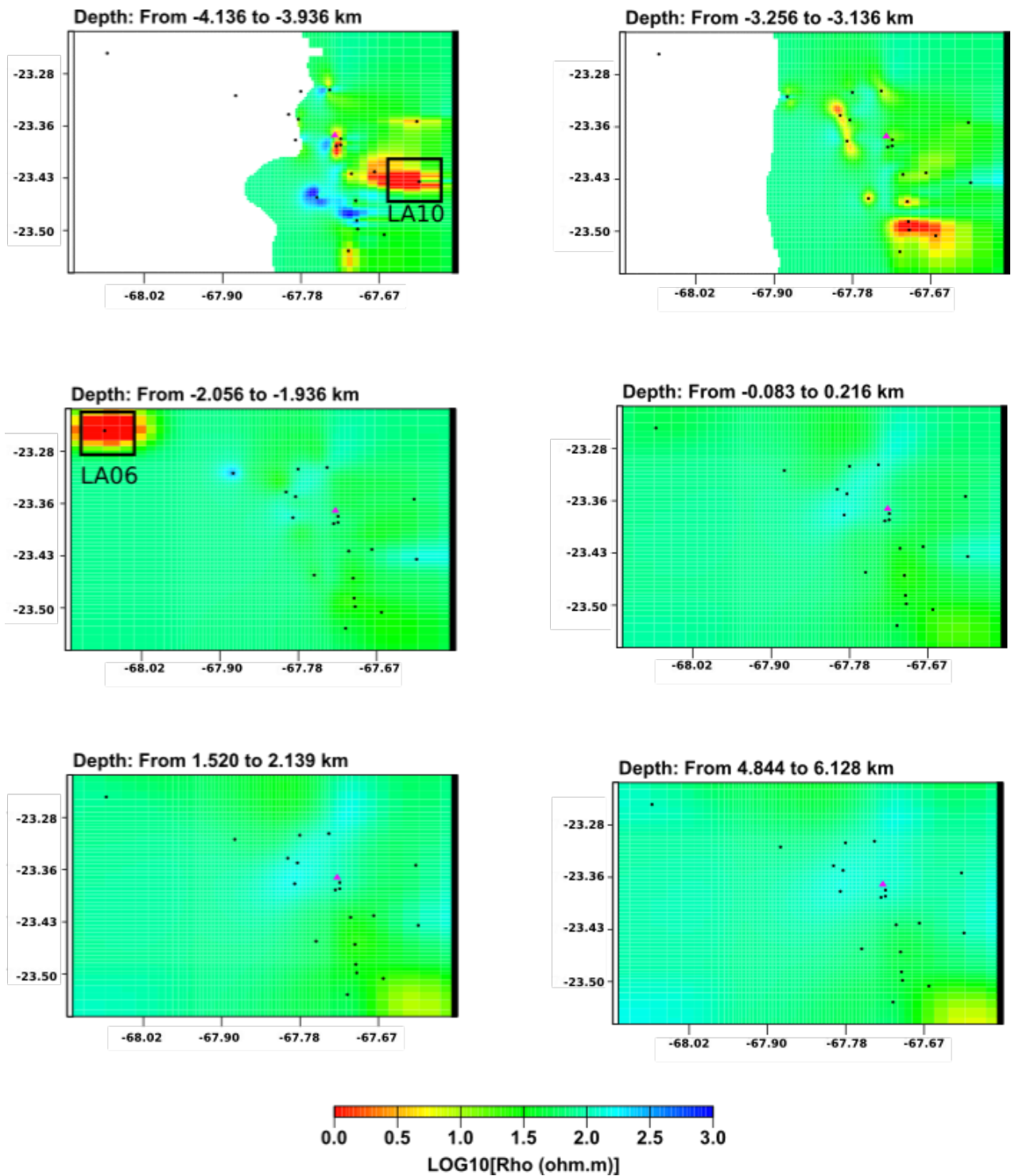


Figura 5.8: Resultado para profundidades aprox de: 1km, 2km, 3km, 5km, 7km y 8.5 km. En recuadro se destacan estaciones cuyas curvas de resistividad aparente son concordante con la inversión 5.5

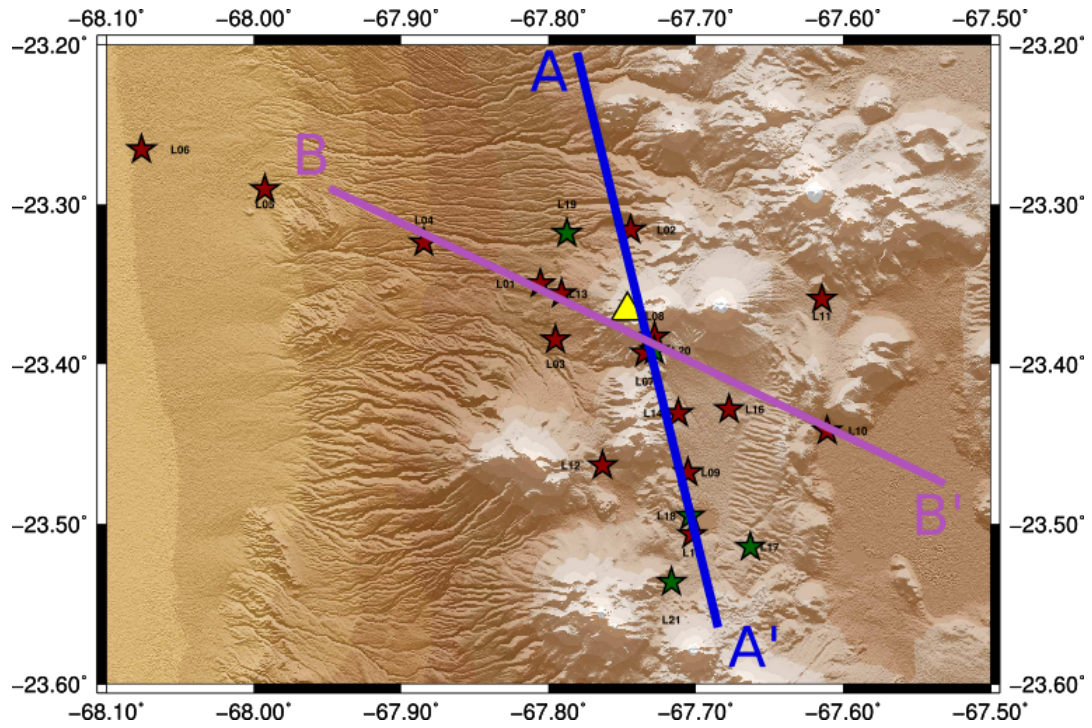


Figura 5.9: Trazado aproximado de los perfiles A con orientación principal norte-sur 5.11 y perfil B con orientación principal este-oeste 5.10

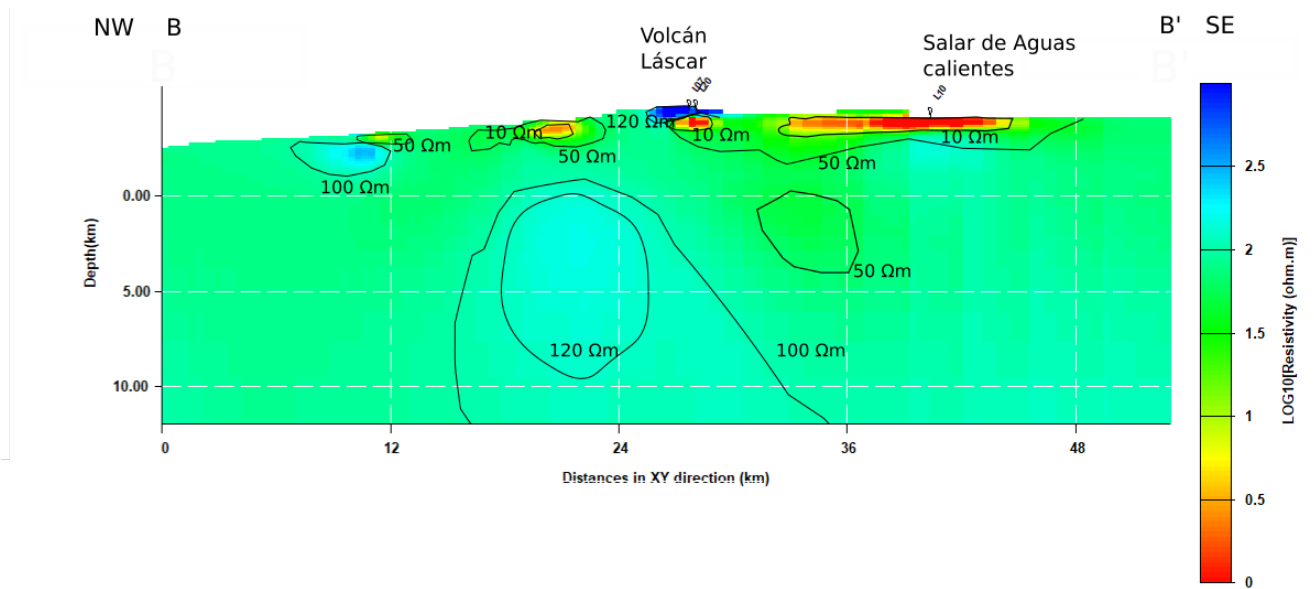


Figura 5.10: Perfil B con curvas de Isoresistividad

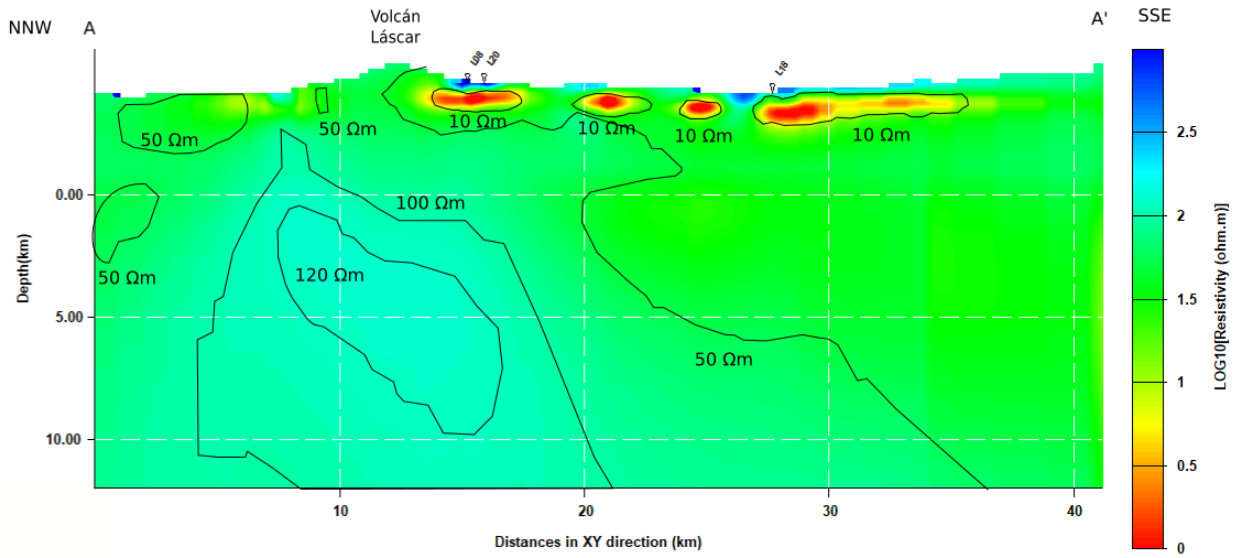


Figura 5.11: Perfil A con curvas de Isoresistividad

## 5.2. GPS

### 5.2.1. Series de Tiempo GPS

En las figuras 5.13, 5.14 y 5.12 se pueden observar las series de tiempo residuales, es decir una serie de tiempo donde fueron removidos los efectos del modelo de trayectoria ajustado, las líneas verticales simbolizan las alertas amarillas declaradas por el OVDAS durante el período estudiado (Abril 2013, Julio 2013 y Octubre 2015).

Se puede observar que para el caso de la estación TALA (figura 5.12) se tiene una mala cobertura temporal a diferencia de las estaciones QUEB y PUNA. Además no se observa ningún patrón de movimiento anómalo, debido a que la estación TALA corresponde a una estación de referencia bastante alejada del centro volcánico y su comportamiento por definición debe ser estable en el tiempo.

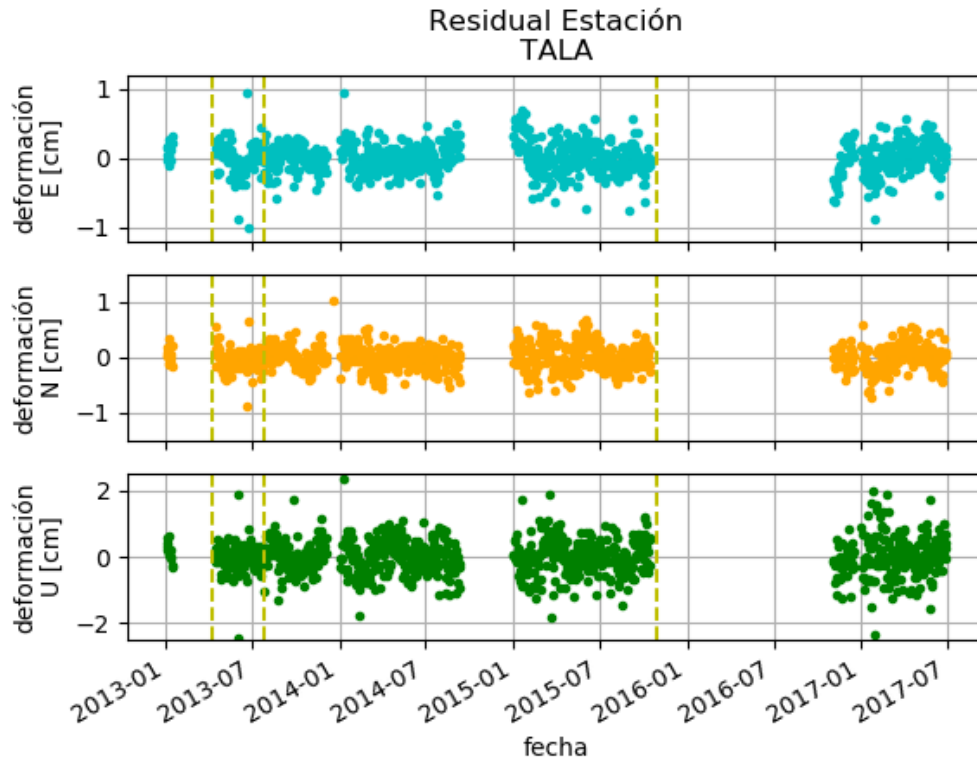


Figura 5.12: Serie de tiempo residual para estación TALA

Como se observa en las figuras 5.12 y 5.13 existe una alta dispersión en los datos residuales, además y coincidente con los Reportes de Actividad Volcánica Especial elaborados por OVDAS, no se observa deformación de gran escala interpretable como respuesta dúctil de la corteza asociado con posibles movimientos magmáticos.

Pese a lo anterior, se buscan tendencias en los datos que puedan representar cambios sostenidos en el tiempo. Se identifica en la componente norte de la estación PUNA (figura 5.13) una señal de características sinusoidales de amplitud máxima menor a 1 cm luego de la alerta amarilla del 2015, identificable también en la componente este pero no en la componente vertical. Sin embargo la señal no es identificable claramente en la residual de la estación QUEB (figura 5.14), excepto por un cambio en la tendencia en la componente vertical, componente que presenta mayor dispersión en sus datos.

Finalmente ninguna serie residual alguna tendencia para el año 2013 lo que puede deberse a la cobertura temporal de los datos lo que impide establecer un comportamiento de la residual antes de las alertas.

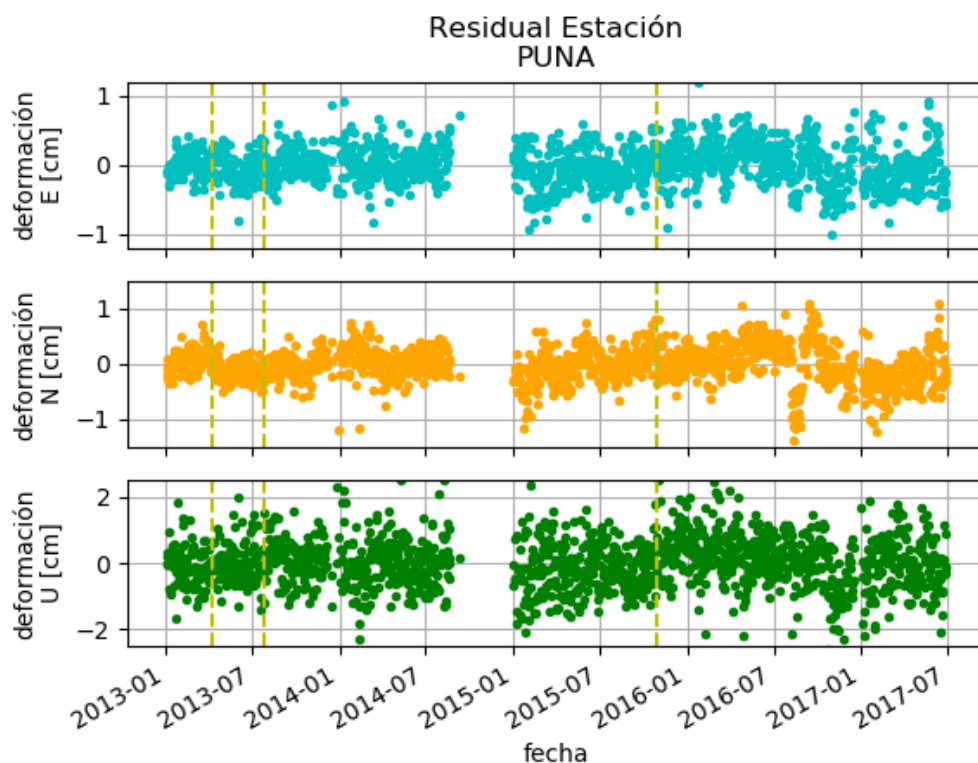


Figura 5.13: Serie de tiempo residual para estación PUNA

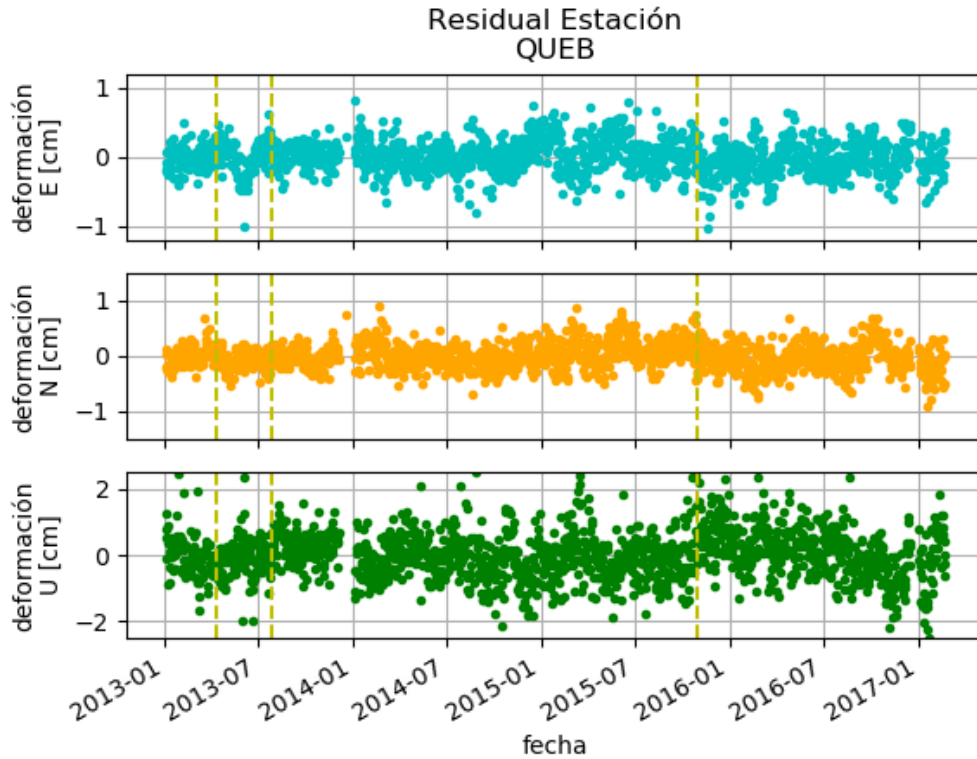


Figura 5.14: Serie de tiempo residual para estación QUEB

### 5.2.2. Análisis de Componente Principal PCA

Como se detalló en la sección anterior, una forma de disminuir el ruido de las residuales es encontrando una señal común en toda la red, la que proviene de efectos regionales atmosféricos o tectónicos. Se realizó un algoritmo para remover esa señal denominada Modo Común de Error (CME) en una red ampliada de 21 estaciones de GPS (figura 4.16). Sin embargo, realizar el procedimiento fue poco efectivo debido a un comportamiento distinto tanto espacial como temporal de la red del volcán en comparación a nuestra red ampliada.

La explicación anterior se basa en el análisis de componente principal (PCA) realizado como parte del algoritmo para estimar el CME. En la figura 5.15 se puede observar que existen 3 modos principales, es decir, los modos que contribuyen con mayor energía a las residuales de la red.

En la figura 5.16 se puede observar como se comportan los modos en su respuesta temporal, teniendo un comportamiento de ruido aleatorio. En las figuras 5.17 y 5.18 se puede observar la respuesta espacial de la red para los 3 modos, donde se nota claramente el comportamiento distinto para la red del volcán. Además se puede advertir como los modos 2 o 3 revelan una respuesta coherente espacial que puede ser atribuible a fenómenos relacionados con el volcán.

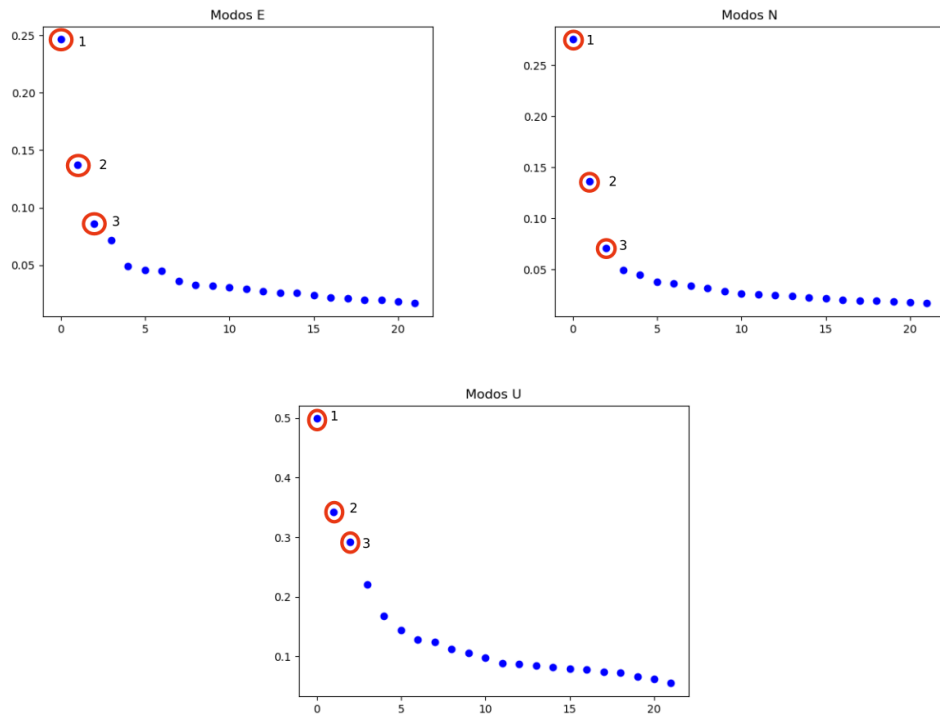


Figura 5.15: Modos principales de la descomposición PCA para cada componente de la red ampliada.

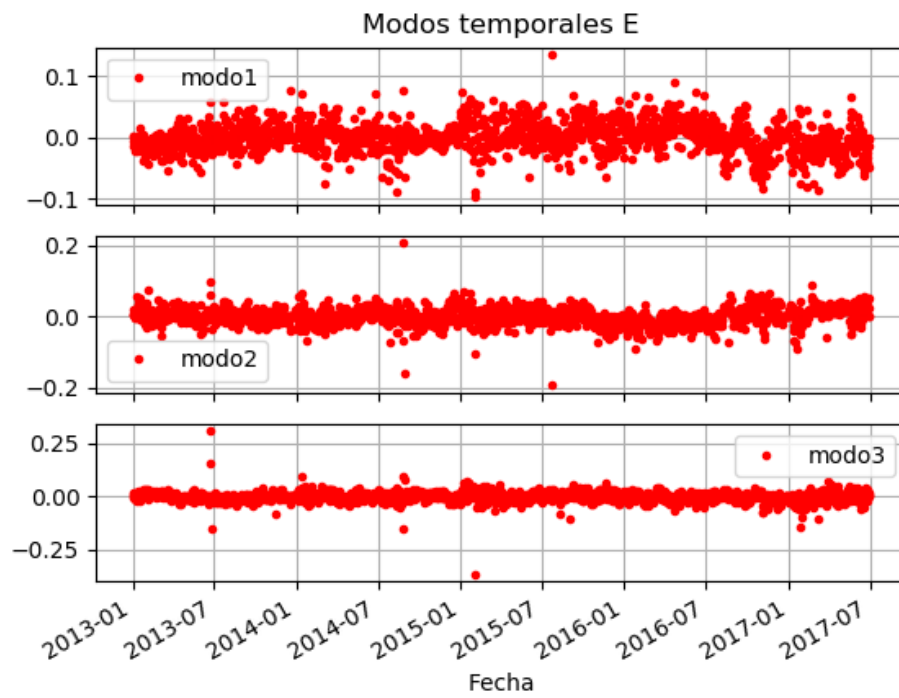


Figura 5.16: Respuesta temporal para los 3 modos principales (comp E)



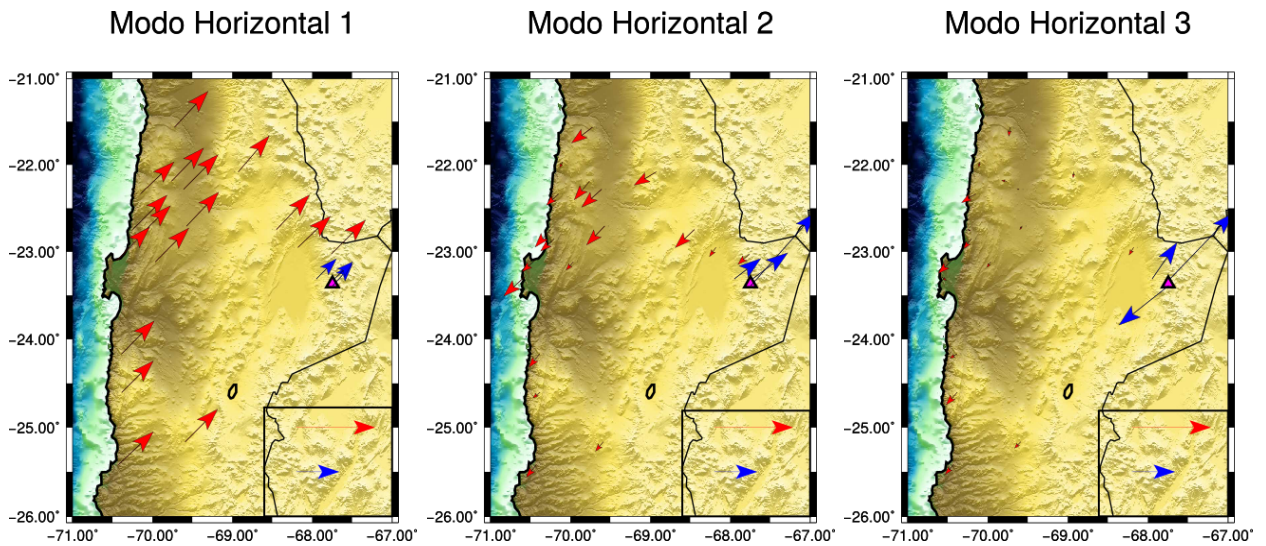


Figura 5.17: Respuesta espacial Horizontal para 3 modos principales

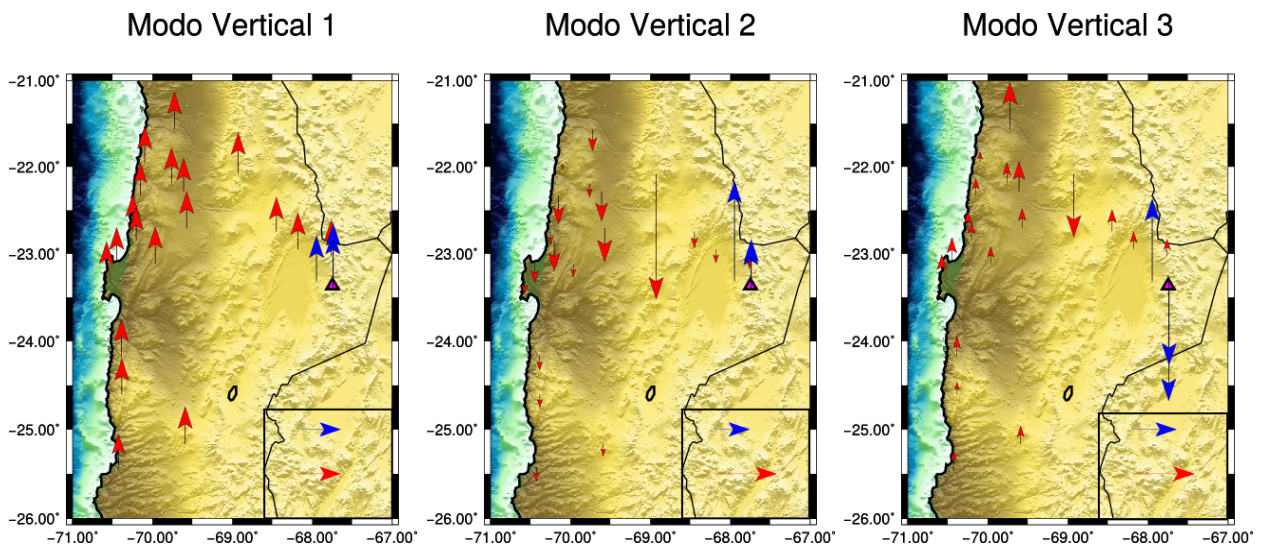


Figura 5.18: Respuesta espacial Vertical para 3 modos principales

Se regeneran las series de tiempo para las estaciones QUEB y PUNA de la red del volcán, usando los 3 modos principales de la residual. Es importante destacar que estas series son mucho más ruidosas que la series residuales originales, porque está siendo reconstruida usando datos de toda la red, siendo ponderada luego por la respuesta espacial de las estaciones del volcán, tal y como se recuerda de la fórmula 4.15. Finalmente al reconstruir el modo 3 se encuentra una señal transiente tanto en las estaciones PUNA y QUEB como se puede ver en las figuras 5.19 y 5.20, señal que es coherente con la forma de la residual.

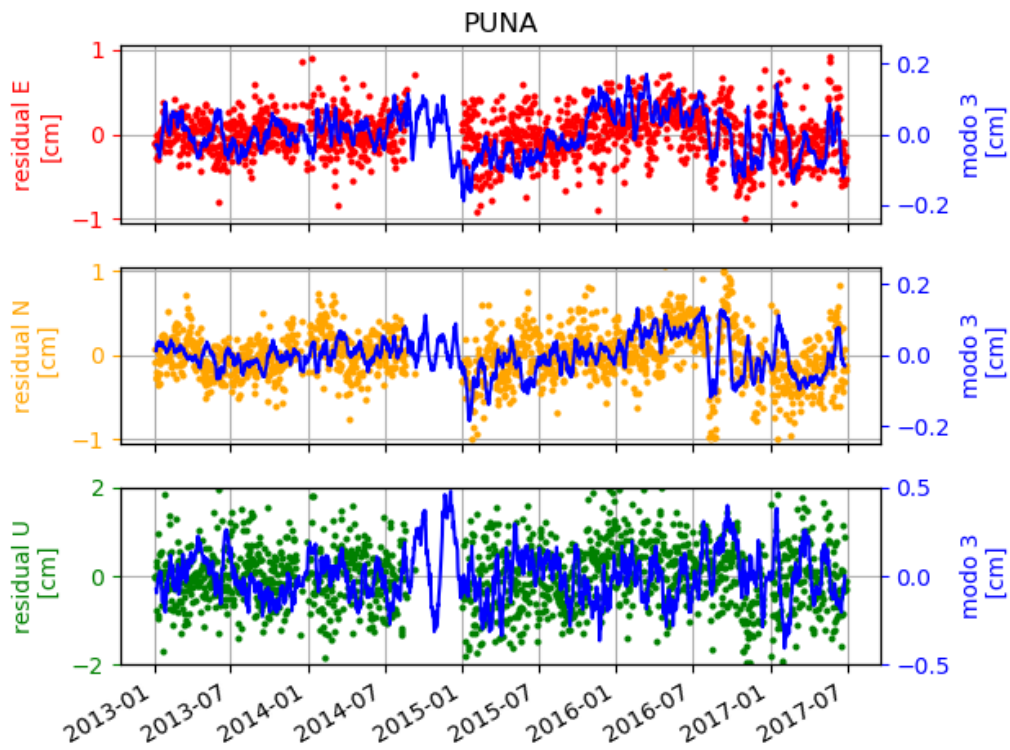


Figura 5.19: Residual y modo 3 para estación PUNA (notar la diferencia de escala).

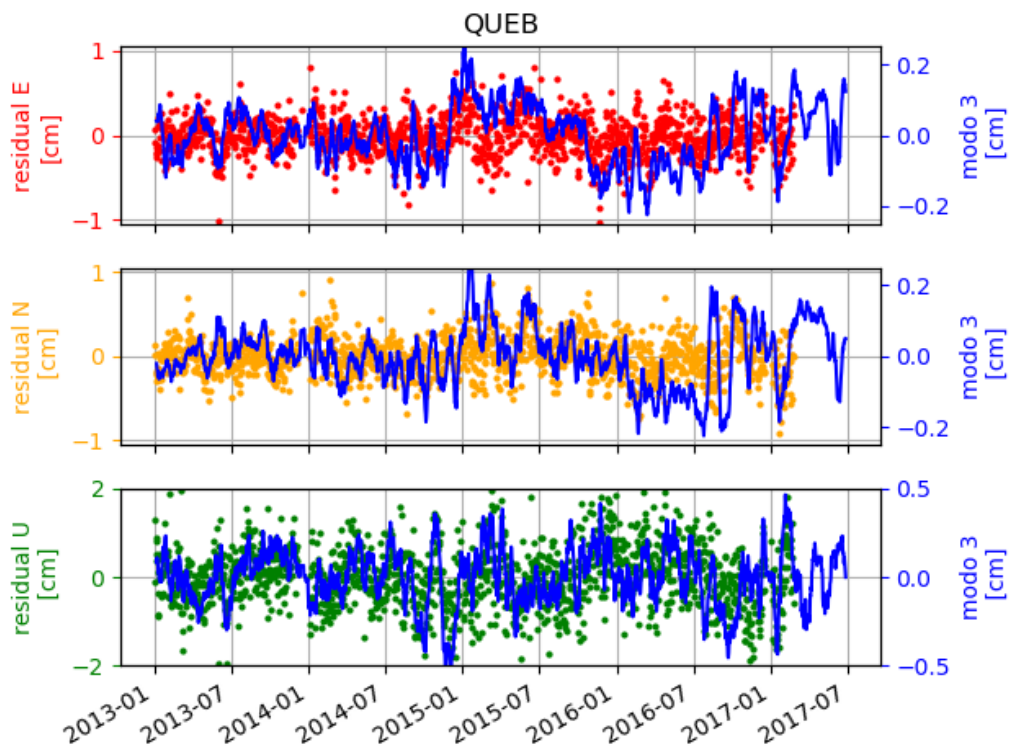


Figura 5.20: Residual y modo 3 para estación QUEB (notar la diferencia de escala).

Es necesario estimar la amplitud de la señal transiente y su error, para poder realizar una interpretación de ésta a través de un modelo simple. Para esto se realiza el siguiente procedimiento:

- Antes de ajustar la curva, se elije un período en el cual ambas estaciones tienen datos (para no interpretar datos rellenos), el período corresponde al comprendido entre Abril del 2015 y Julio de 2016.
- Al ser una señal muy ruidosa, se aplica un promedio móvil con 10 puntos que actúa como un filtro y suaviza la curva.
- Se ajusta la curva utilizando *B-Splines*, que se pueden definir como funciones bases construidas de forma numérica (Becerra Carreño, 2019) muy utilizadas para ajuste de curvas (Nenov, 2016). Se utilizan *B-splines* cúbicas (orden 3) y de 5 nodos para ajustar una curva suave. La curva se ajusta usando el método de mínimos cuadrados (ecuación 4.4).
- Se eligen arbitrariamente 2 instantes de tiempo, para calcular la diferencia de posición entre esos momentos. Se elije estimar el desplazamiento entre el 15 de Junio de 2015 y el 15 de Abril de 2016 (líneas verticales rojas de la figuras 5.21 y 5.22), debido a que representan, según inspección visual, una gran amplitud de desplazamiento.
- Para tener una forma de evaluar el error en la estimación de la amplitud de la señal transiente, se calcula el error de ajuste de nuestro modelo de *B-splines* con la curva suavizada con el promedio móvil para una ventana de tiempo de 30 días (15 antes y 15 después) para las 2 fechas seleccionadas. Finalmente el error total en la estimación de la amplitud de la señal corresponde al promedio simple entre el error de ajuste del modelo en la fecha de inicio y el error de ajuste del modelo en la fecha final.

Siguiendo el procedimiento anterior, cuyo resultado se puede ver en las figuras 5.21 y 5.22, se obtiene la amplitud de la señal transiente y una estimación de su error. Se aprecia que el desplazamiento en la componente vertical es casi nulo y además su valor es del mismo orden de magnitud que su error, a diferencia de las componentes horizontales donde la amplitud de la señal es un orden de magnitud mayor que su error asociado. En la figura 5.23 se puede observar el desplazamiento en planta mientras que en la tabla 5.1 el resultado numérico.

est	E (m)	N (m)	U (m)	$\sigma_E$ (m)	$\sigma_N$ (m)	$\sigma_U$ (m)
PUNA	0.00238	0.00208	-0.00235	0.00051	0.00081	0.00226
QUEB	-0.00314	-0.00342	0.00268	0.00067	0.00134	0.00258

Tabla 5.1: Resultados para estimación del salto

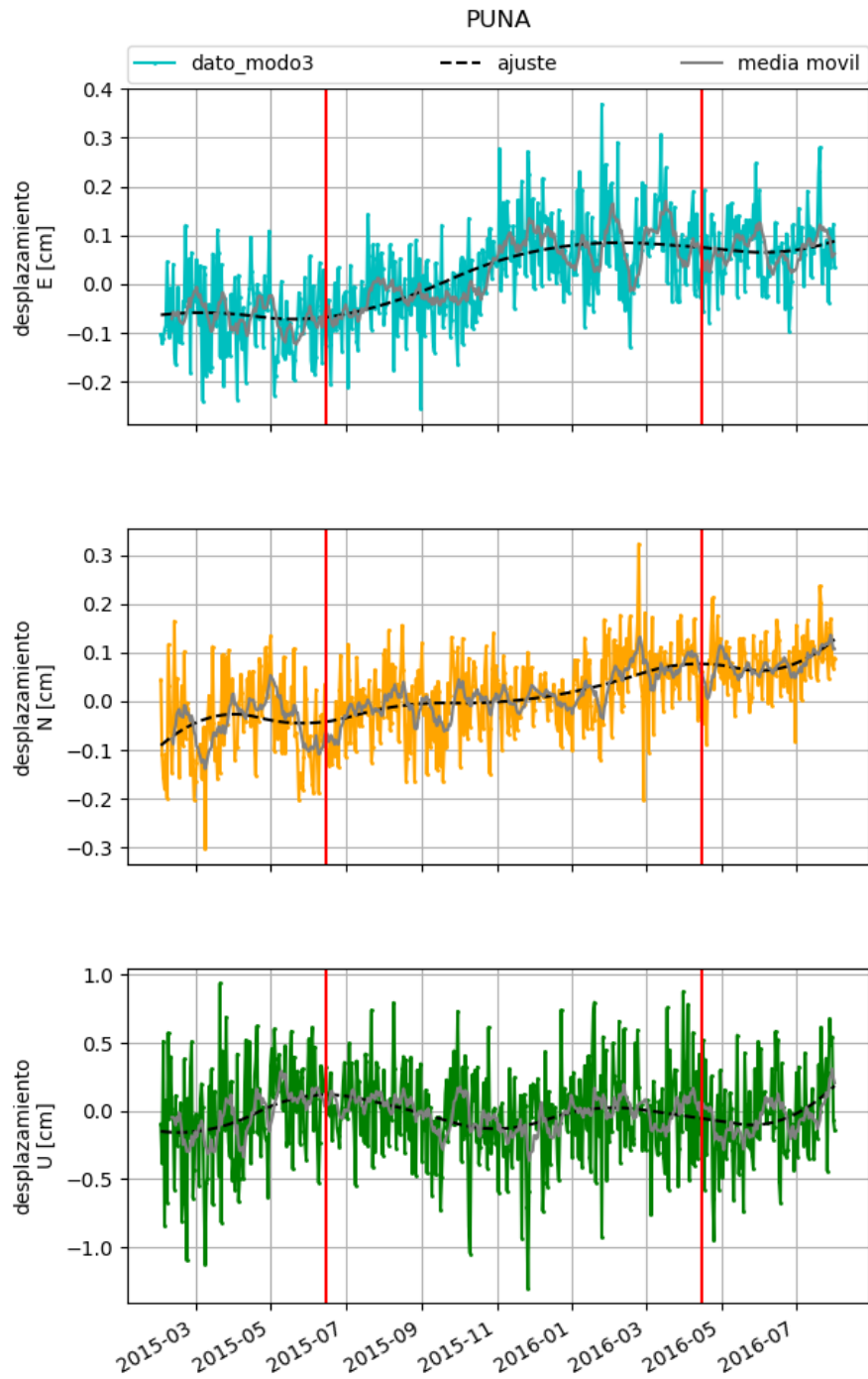


Figura 5.21: Estimación de salto para PC3 estación PUNA, en rojo fechas entre las que se estimó el salto

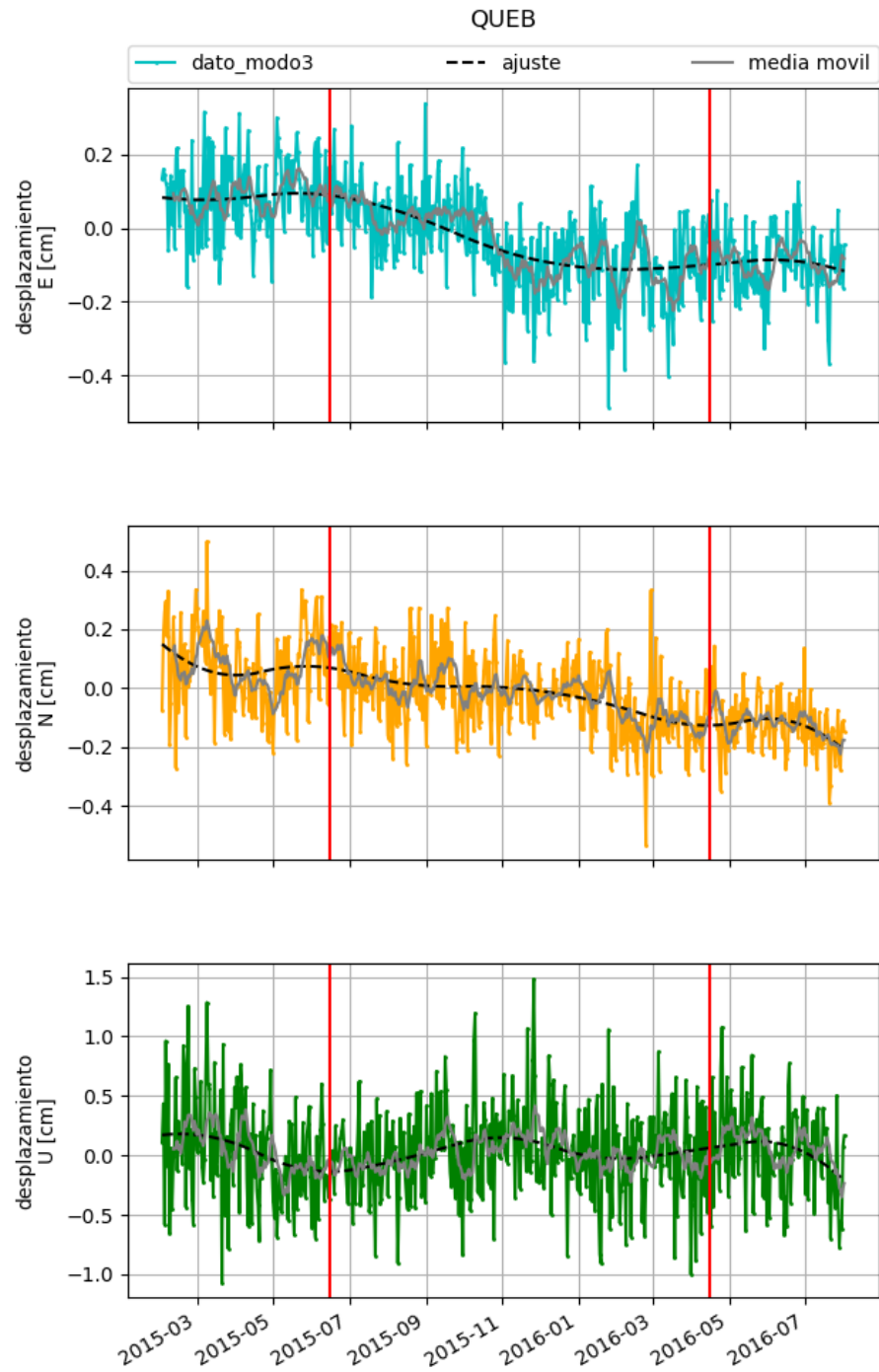


Figura 5.22: Estimación de salto para PC3 estación QUEB, en rojo fechas entre las que se estimó el salto

## Salto Estimado

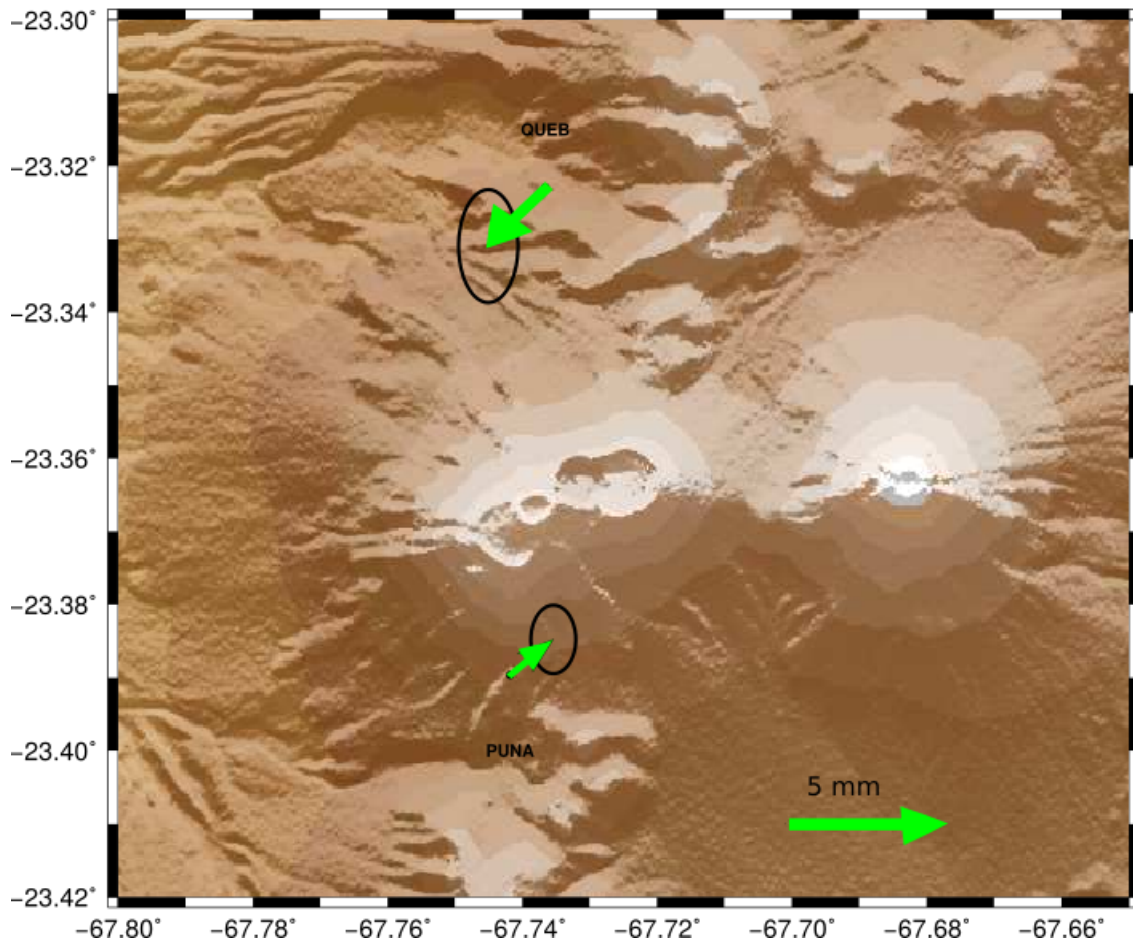


Figura 5.23: Desplazamientos horizontales estimados en la ventana de tiempo 2015/06 - 2016/04

# Capítulo 6

## Discusión

### 6.1. MT

#### 6.1.1. Estructuras superficiales

Los conductores SC1, SC3, SC2 marcados en las figuras 6.1 y 6.2 se pueden interpretar como resultado de los salares y lagunas de la zona. Un estudio que caracteriza las aguas de toda la zona hecho por Cofré Arzola et al. (2018), muestra valores de resistividad menores a  $0.5 \Omega m$  en lagunas y salares de la cordillera occidental del Salar de Atacama.

Lo anterior sería concordante con los valores SC1 correspondiendo al Salar de Aguas Calientes, efecto también observado por Díaz et al. (2012) como se puede ver en la figura 6.3. En el caso de SC3 observada principalmente en la estación LA05, que es una estación bastante alejada del zona de estudio, su valor de resistividad también se puede atribuir a su cercanía con un salar (Salar de Atacama). Las zonas resistivas que se pueden ver en la superficie de los salares, tiene que ver con sales en estado sólido que presentan una alta resistividad (al no estar en disolución).

Para el caso de SC2, se atribuye su bajo valor de resistividad a la presencia de la Laguna Lejía, cuyo valor de conductividad en el estudio de Cofré Arzola et al. (2018) no pudo ser estimado debido a estar sobre el límite de detección de conductividad del instrumento multiparamétrico HQ40D usado en sus mediciones (200 S/m). El alto valor de conductividad en superficie en algunas zonas explican el *static shift* observado en algunas estaciones debido a la gran presencia de cargas libres. Finalmente pequeños cuerpos de alto valor de resistividad en superficie pueden ser creados por la metodología de inversión para compensar el efecto del *static shift* o ser producidos por topografías o litologías especiales locales (por ejemplo, intrusivos impermeables, depósitos de remociones, etc).

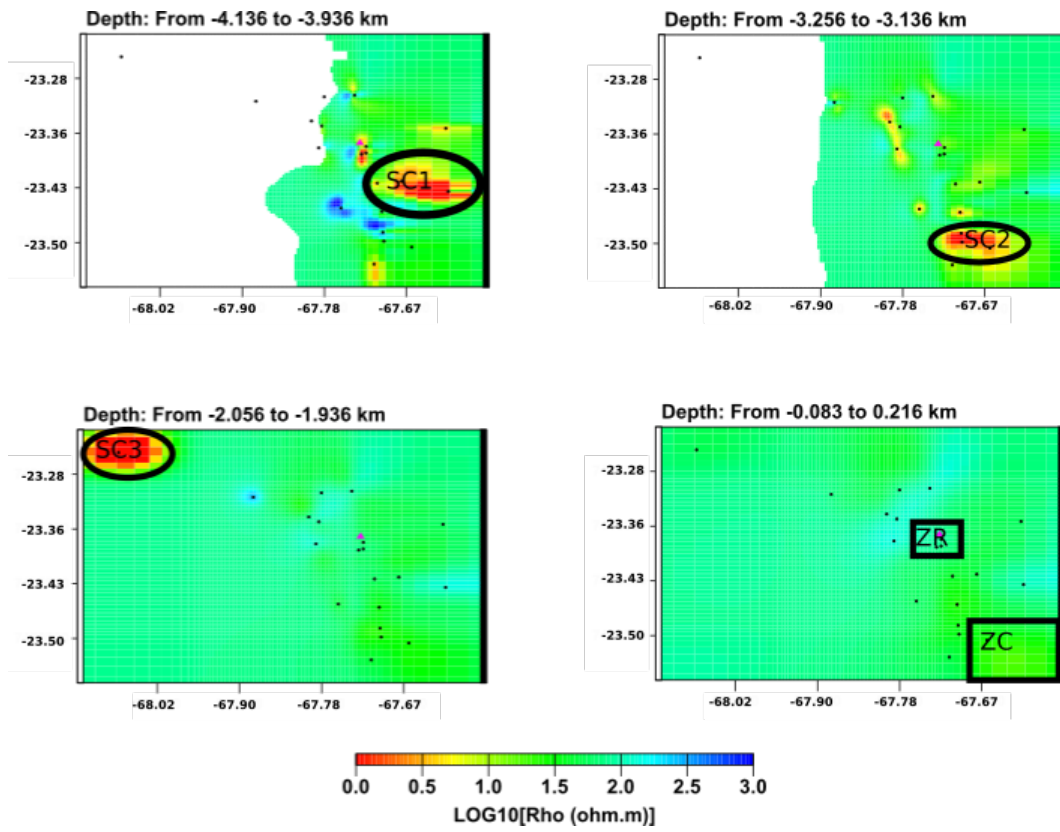


Figura 6.1: Resultados en planta, para algunas profundidades

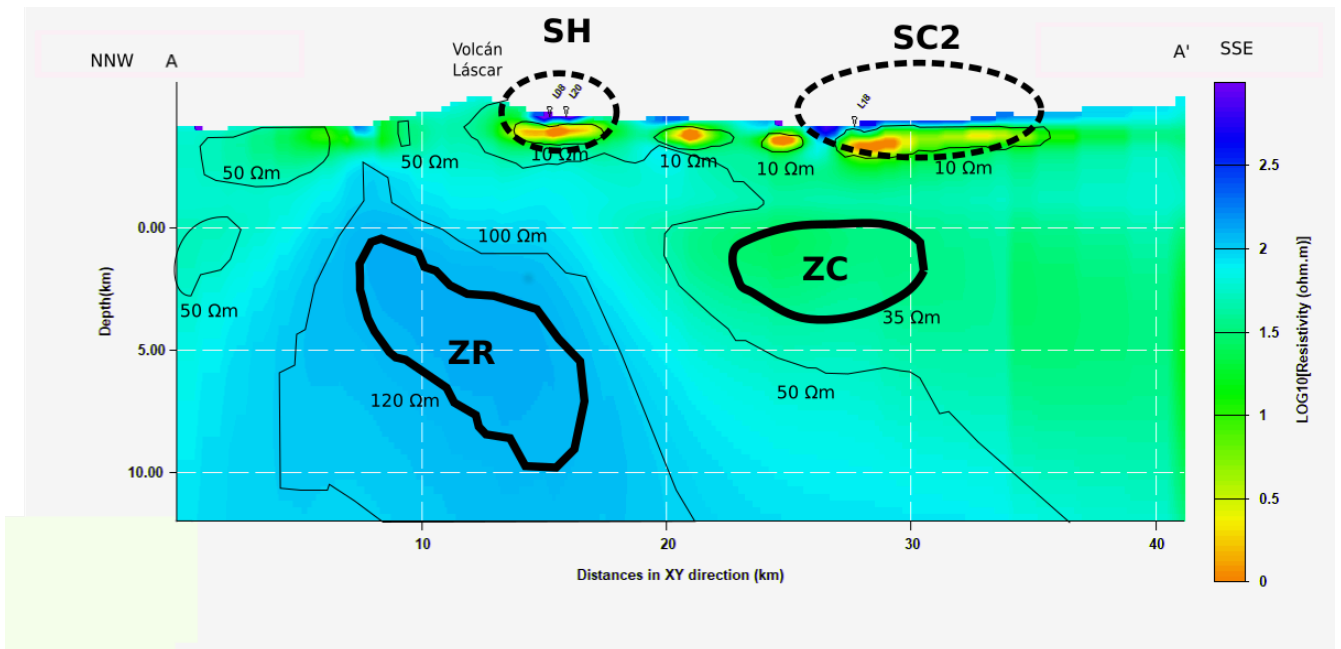


Figura 6.2: Resultado para perfil A de la figura 5.9



Para el caso de SH, se puede observar una capa de alta resistividad y luego una zona de alta conductividad, característica propia de un sistema hidrotermal postulado por Anderson et al. (2000). Tal y como se puede observar en la figura 6.4 anomalías como SH son comunes cuando hay pendiente como en el caso del Láscar, incluso aparece dónde se mueve flujo hidrológico porque en esa dirección se encuentra la Laguna Lejía que es zona de acumulación de agua. Si bien este resultado es consistente con estudios anteriores como Tassi et al. (2009) y González et al. (2015) y concordante con observaciones de fumarola registradas por el OVDAS, no se pueden observar variaciones a lo largo del perfil A de la figura 6.2 que permitan identificar la fuente de calor del sistema la que según Tassi et al. (2009) sería una fuente magmática justo debajo del cráter activo con temperaturas sobre  $860\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

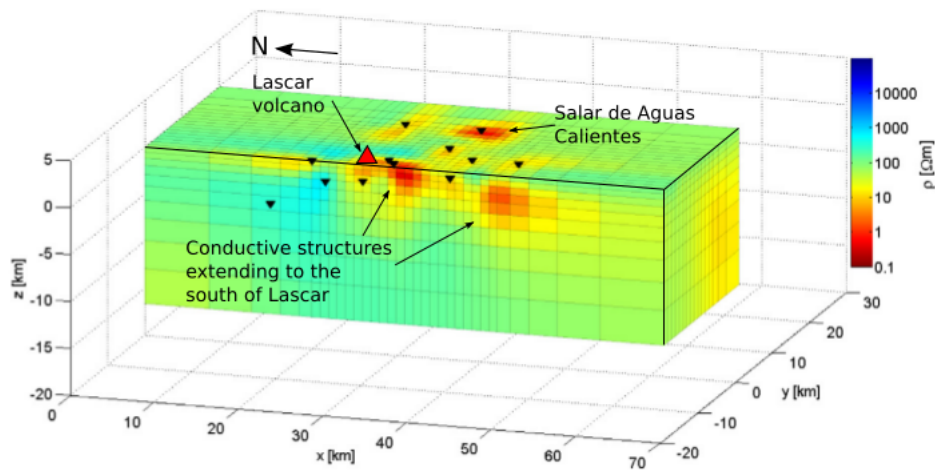


Figura 6.3: Resultados inversión de MT previa en zona del volcán Láscar, extraída de Díaz et al. (2012)

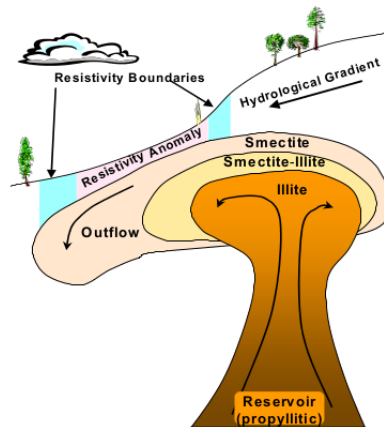


Figura 6.4: Modelo de sistema geotermal en pendiente, propuesto por (Anderson et al., 2000)

### 6.1.2. Estructuras de profundidad intermedia

En el caso de ZR y ZC observadas en las figura 6.1, se tiene problemas para definir una geometría clara de los cuerpos, por lo que se dibujan en el perfil de la figura 6.2 según curvas de nivel, correspondiendo a la curva de 120  $\Omega m$  para el caso de ZR y 38  $\Omega m$  para ZC. Además el límite inferior de cada cuerpo, no queda bien definido debido a los límites tanto de la inversión como de los períodos de los datos.

Ambas zonas son similares a las encontradas por Díaz et al. (2012) en su trabajo de magnetoteléurica previo, como se puede observar en la figura 6.3. Sin embargo, los valores son distintos, ligeramente más resistivos, lo que puede deberse al tratamiento de los datos antes de la inversión, que ambos modelos difieren en el error de ajuste y que se usaron un número de estaciones distintas para las inversiones, por ejemplo, se agrega otra estación cerca del volcán, lo que podría implicar un destaque de la zona ZR.

Como se describió anteriormente en la sección 3.1.4, generalmente anomalías conductoras bajo volcanes se asocian con posibles reservorios magmáticos, por tanto se deberían relacionar con la petrología de los productos eruptivos del volcán. Con los datos de la tabla 6.1 se puede suponer que la composición de los productos eruptivos del volcán Láscar es andesítica (Gardeweg, 2011). Nuevos modelos de reservorios magmáticos asumen reservorios con fusión parcial, es decir, una matriz sólida con cristales distribuidos continuamente a través del cuál se distribuye el fundido (Cashman et al. (2017),Putirka (2017) y Clemens and Stevens (2016)), por lo que es necesario encontrar valores de resistividad para el fluido y luego para el reservorio con ese porcentaje de fluido.

Muestra	Unidad /Deposito	Referencia	$SiO_2$	$H_2O$	$CO_2$	$Na_2O$
LA130	1/ Lavas Negrillares	Matthews et al. (1994)	60.47	0.71	0.038	4.06
LA 140	2/ Colada capricornio	Matthews et al. (1994)	63.41	1.28	0.084	3.68
LAS 79	2/ Soncor	Matthews et al. (1999)	59.16	1.2	-	3.66
LAS 63	3/ Deposito Tumbre	Gardeweg (2011)	56.66	-	-	3.63
LAS93-4	4/ 1993	Menard et al. (2014)	58	0.02	-	3.63
GLA156	4/ 1993	Gardeweg (2011)	60.15	-	-	3.53

Tabla 6.1: Petrologías de las Unidades del Volcán Láscar

Para calcular una resistividad del fluido silicatado se usa la fórmula empírica para composiciones andesíticas de Guo et al. (2017) quien mejora los valores de Pommier et al. (2013). Las variables de las que depende la resistividad del fundido andesítico son : Temperatura (T), Presión (P) y Porcentaje de Agua (wt). Las variables anteriores pueden ser extraídas de resultados de la termobarometría para las muestras del volcán, las que varían según cada trabajo. Se utilizan los trabajos de Matthews et al. (1994), Matthews et al. (1999), Vergara and Javier (2016) y Contreras Vargas (2017) para encontrar los valores de parámetros, sólo se hace el cambio para ZC debido a que la presión está acotada según la profundidad del resultado de la inversión de magnetotelúrica (por simple presión litostática). Los parámetros utilizados son:

- $T = [700-1000] \text{ } ^\circ C$
- $P = [2-7] \text{ Kbar para ZR y } [1-3] \text{ Kbar para ZC}$
- $wt = [0.1-6] \%$

Para aproximar un valor de resistividad del fundido en vez de hacer el cálculo por intervalos, es decir de los límites de cada parámetro, se realiza el cálculo de todos los valores posibles de resistividad para el rango de parámetros. Lo anterior es debido a que existen múltiples combinaciones de parámetros que pueden dar un mismo valor de resistividad y al hacer un tratamiento estadístico como un histograma de la figura 6.5 se puede obtener de mejor manera el comportamiento de la variable resistividad. Así se decide utilizar como resistividad del fundido silicatado la mediana de todos los valores encontrados, la que se observa en la figura 6.5 pues se acerca más a la mayoría de los valores del intervalo. Los altos valores de conductividad de fluido son similares a los encontrados por Comeau et al. (2016) y Cordell et al. (2018) para fluidos silicatados andesíticos-dacíticos en otros volcanes de los Andes.

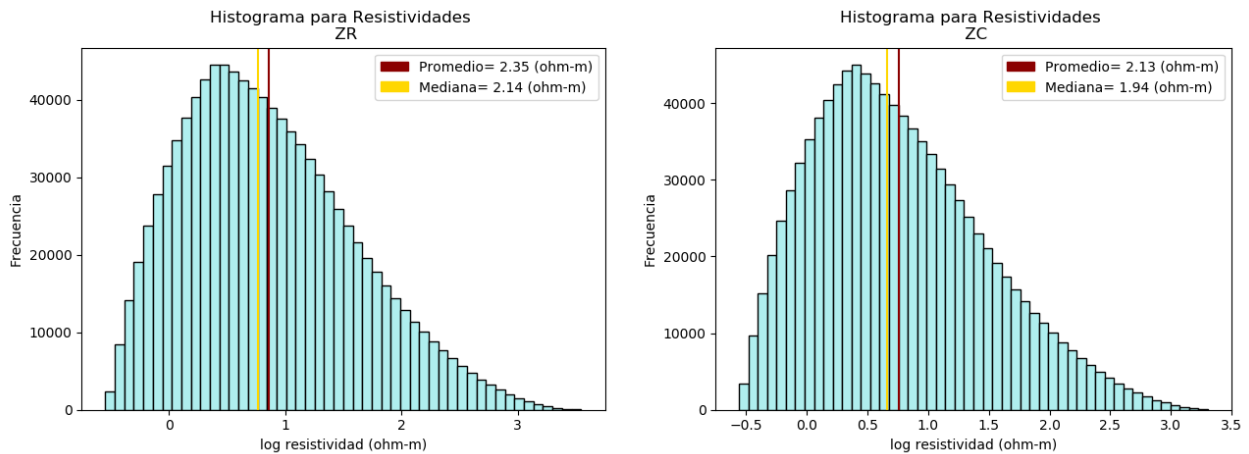


Figura 6.5: Histogramas para rangos de resistividad del fluido silicatado según parámetros de ZC y ZR

Para realizar el cálculo de la resistividad del posible reservorio magmático, se utiliza la ley de Archie modificada (Glover et al., 2000), la que se define en la ecuación 6.1, donde  $\sigma_b$  se refiere al valor de conductividad del reservorio (encontrado en la inversión de MT),  $\sigma_f$  a la conductividad del fluido silicatado,  $\sigma_h$  se refiere a la conductividad de la matriz sólida (cristalina),  $\phi$  a la fracción de fundido y  $m$  al parámetro de conectividad entre las fases sólida y fluida.

$$\sigma_b = \sigma_f \phi^m + \sigma_h (1 - \phi)^p \quad (6.1)$$

$$p = \frac{\log(1 - \phi^m)}{\log(1 - \phi)}$$

Usando todo lo anterior se puede hacer una modelación directa, modificando valores como la conductividad de la fase sólida o el grado de interconexión para encontrar el porcentaje de fundido que explica la resistividad observada. Como se puede ver en la figura 6.6 si bien la resistividad de la matriz sólida no influye mucho en el porcentaje de fundido, si lo hace el grado de interconexión. Se utilizan 2 valores para  $m$ ,  $m=1.5$  utilizado por Cordell et al. (2018) argumentando que se tiene buena conexión en una reservorio magmático y  $m=2.5$  que significaría una mala conexión, es decir las fases fluidas y sólidas se distribuirían de forma heterogénea lo que parece posible en una cámara magmática zonada o en proceso de enfriamiento.

En la figura 6.6 se puede observar que para el caso de  $m=1.5$ , el porcentaje de fundido debe ser menor a 7% lo que según Rosenberg and Handy (2005) estaría bajo el límite para ser considerado un fundido parcial y por tanto ZR debiese ser considerado un cuerpo sólido. Otros estudios donde se han encontrado zonas resistivas bajo volcanes las han interpretado como cámaras magmáticas antiguas (Aizawa et al., 2014) o indicadores de posible migración del reservorio magmático (Hill et al., 2015), incluso Matsushima et al. (2001) encuentra un cambio de resistividad bajo el volcán Usu (Japón) luego de 20 años de la erupción, donde se produce un aumento de resistividad lo que asocia con un enfriamiento del reservorio magmático.

Mientras que para  $m=2.5$ , es decir mala conexión entra la fase fundida y el sólido, también se puede observar un bajo nivel de fundido, menor al 20% muy distintos a los porcentajes de fundidos encontrados en otros volcanes de los Andes centrales (Comeau et al., 2016). En casos donde zonas resistivas han sido consideradas reservorios magmáticos han sido para magmas de composiciones basálticas como en el caso de el volcán Teide (islas canarias) (Piña-Varas et al., 2018), muy distintas a los magmas andesíticos del volcán Láscar (tabla 6.1).

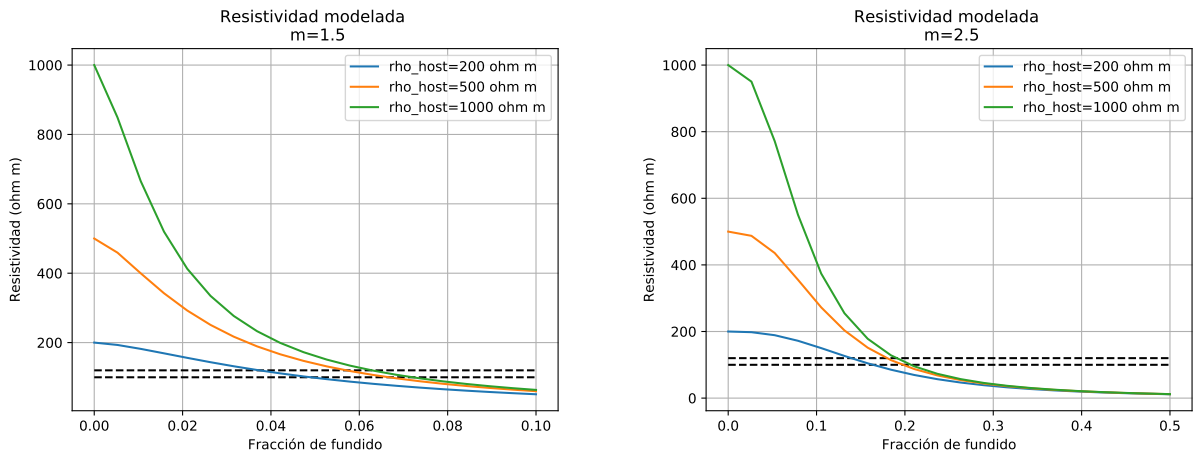


Figura 6.6: Resistividad modelada para ZR, en líneas segmentadas el intervalo [100-120]  $\Omega\text{m}$

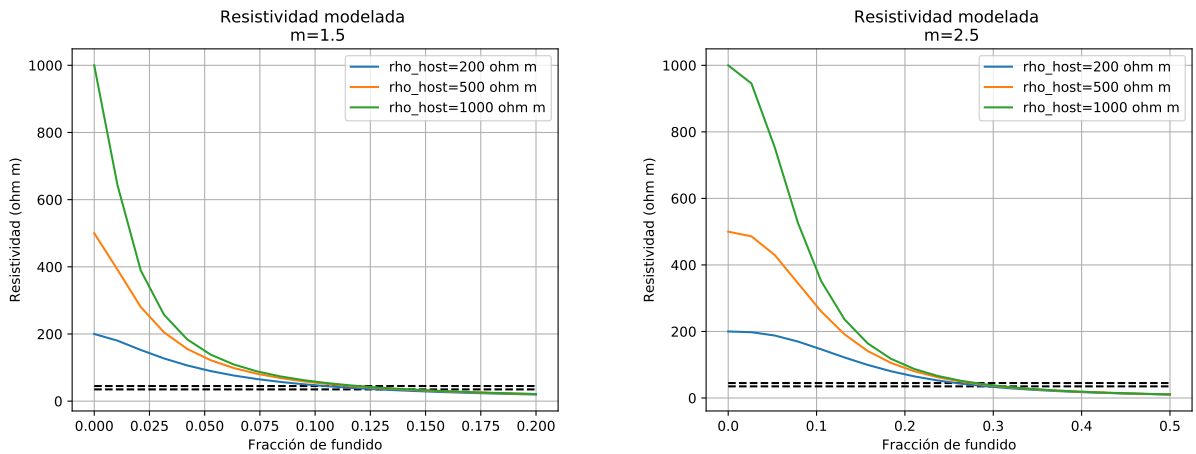


Figura 6.7: Resistividad modelada para ZC, en líneas segmentadas el intervalo [35-45]  $\Omega\text{m}$

Si bien las profundidades de los límites de ZR no coincide con la profundidad de formación de los cristales de la petrología de la tabla 6.1 (Matthews et al., 1999), puede ser debido a que si bien los cristales se forman en profundidad, estos se pueden acumular en zonas más superficiales. Otra explicación para ZR sería un reservorio ya cristalizado, que incluso podría actuar de barrera impermeable para que el magma proveniente de ZC ascienda tal y como propone Aizawa et al. (2014).

Se debe considerar la opción de que ZR puede no tener un origen directamente relacionado con un reservorio magmático, pudiendo interpretarse como intrusivos del permo-triásico como los encontrados y discutidos por Díaz et al. (2012) y Budach et al. (2013), que se pueden encontrar en el poniente del área de estudio (Gardeweg, 2011).

Se debe hacer el alcance de que ZR puede ser producto del proceso de inversión debido a una anisotropía del entorno tal y como propone Heise et al. (2010) al encontrar una zona de alto valor de resistividad bajo la zona volcánica del Taupo (Nueva Zelanda).

En la figura 6.7 se puede observar un bajo porcentaje de fundido para ZC considerando un reservorio bien conectado ( $m=1.5$ ) de aproximadamente 10 %, si bien este valor es bajo en comparación a otros estudios de reservorios fundidos en los Andes como el volcán Uturuncu (15-25 %) (Comeau et al., 2016) o la cadena volcánica San Pedro-Linzor (30 %) (Mancini et al., 2019), es similar al porcentaje de fundido encontrado para el reservorio del complejo volcánico Lazufre (8 %) (Budach et al., 2013). Lo anterior demuestra que el porcentaje de fundido de ZC está dentro del amplio rango de porcentaje de fundidos en los reservorios en los Andes Centrales. De todas formas, no se puede asegurar que ese posible reservorio corresponda a un reservorio del volcán Láscar o del volcán Chiliques, este último con distinta petrología y por tanto el análisis debiese tener otros parámetros petrológicos a considerar.

Otra posibilidad para ZC correspondería a posible migración de fluidos desde el Sur-Este, fluido que provendría de la misma evolución del reservorio (andesítico) luego de una inyección basáltica, pues valores similares de resistividad se pueden observar por ejemplo en el volcán Uturuncu (figura 3.5). Una opción alternativa sería que fuese un posible camino o evidencia de migración de magmas silicatados, así el magma durante una erupción podría provenir de ZC y ascender producto de encontrarse con ZR, un cuerpo sólido, tal y como postula Aizawa et al. (2014) en la figura 6.8.

Es importante destacar que no se observa una clara conexión entre ZR y ZC con SH, ni tampoco se observan ningún tipo de conexión con el cráter del volcán Láscar, lo que se puede explicar debido al poco contraste de resistividad de la zona de estudio además de la posible geometría de las vías de ascenso o conductos escapando de los límites de detección de la metodología.

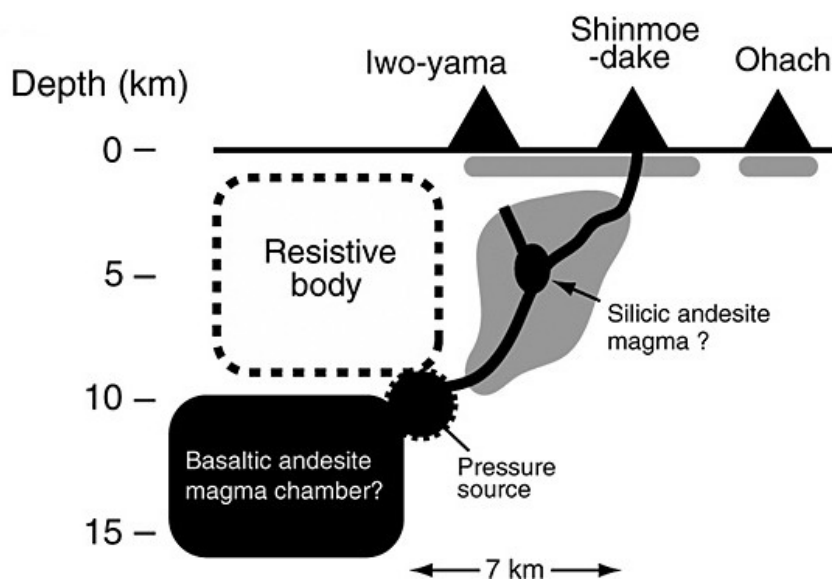


Figura 6.8: Interpretación de ascenso magmático postulado por Aizawa et al. (2014) para los volcanes de Kirishima (Japón)

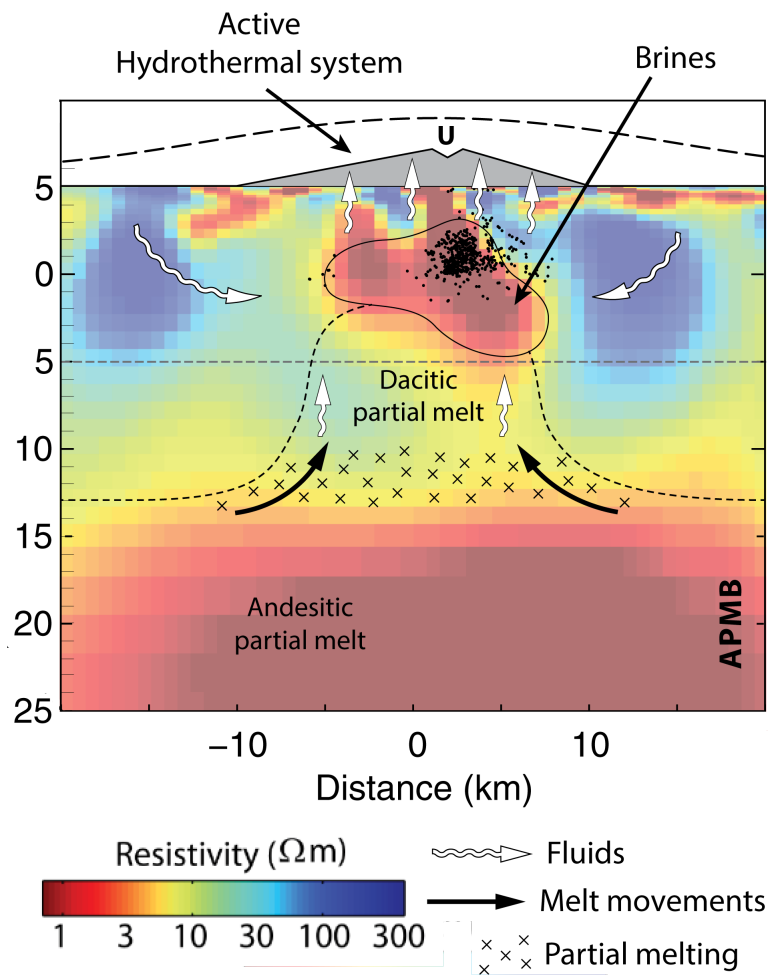


Figura 6.9: Interpretación de resistividades para volcán Uturuncu, del resumen del proyecto PLUTONS ((Pritchard et al., 2018))

## 6.2. GPS

La amplitud de la señal encontrada es de un orden de magnitud menor (mm/año) a la encontrada en el estudio de Pavez et al. (2006) (cm/año) y es importante hacer el alcance que se hace difícil una interpretación confiable debido a lo mismo. Sin embargo, la señal parece ser concordante tanto en comportamiento (contracción) como en magnitud a la encontrada por Richter et al. (2018) que utiliza interferometría multi-temporal del satélite Terrasar-X, cómo se puede ver en la figura 2.5.

Debido a la poca cobertura espacial de los datos disponibles, es necesario complementar las series de tiempo con otro tipo de información para poder interpretar si los cambios detectados en las series de tiempo corresponden a posibles cambios en la actividad del volcán, información complementaria (sismicidad volcánica y altura de fumarola) que también fue proporcionada por OVDAS . En el caso de la sismicidad volcánica en las figuras 6.10 y 6.11 se grafica el número de sismos por día, para sismos tipo volcano-tectónicos (VT) sismos de largo-período (LP).

Se puede observar que para el caso de la estación QUEB de la figura 6.10 existe una mayor relación entre la señal transiente encontrada y un aumento en la sismicidad volcánica que para el caso de la estación PUNA de la figura 6.11. Uno de los motivos de la mayor correlación entre ambos parámetros independientes puede ser el período sin datos de la estación PUNA justo antes del comienzo de la señal transiente, lo que impide observar una correlación más clara.

Diversos orígenes son posibles para los sismos volcánicos descritos previamente, sin embargo en general se relacionan con procesos relacionados con el reservorio (inyección de material en profundidad, ascenso o movimientos de fluidos, desgasificación producto del fraccionamiento del magma, etc), con la geometría del volcán (forma de los conductos, fracturamiento de rocas, deslizamientos en cráter, entre otros) (Zobin, 2012) o una combinación de la interacción del reservorio con factores externos (sistema hidrotermal, subsidencia de caldera, compactación de sedimentos) (Gaete et al., 2019).

Se suelen relacionar los sismos de tipo VT con fracturamiento de roca y los sismos LP con movimiento de fluidos (McNutt and Roman, 2015). Si bien la señal transiente encontrada, abarca una ventana temporal mayor que el aumento de la sismicidad, puede deberse a que los procesos viscoelásticos, es decir que la deformación se transmite de forma lenta, tengan una influencia en ese desfase temporal (Segall, 2010) (Hickey and Gottsmann, 2014).

Finalmente se puede observar que la altura de la fumarola, que tendría una fuente principalmente hidrotermal según Tassi et al. (2009), no se relaciona con el aumento de sismicidad ni con la señal transiente. Lo anterior puede deberse a que existen factores externos, tales como viento, o incluso la misma visibilidad de la cámara de monitoreo, que pueden hacer de éste parámetro inconsistente.

La señal transiente observada pese a tener un comportamiento temporal coincidente con la actividad sísmica volcánica, puede no tener un origen volcánico, y por tanto se buscan 2 explicaciones alternativas respecto al origen de la señal:



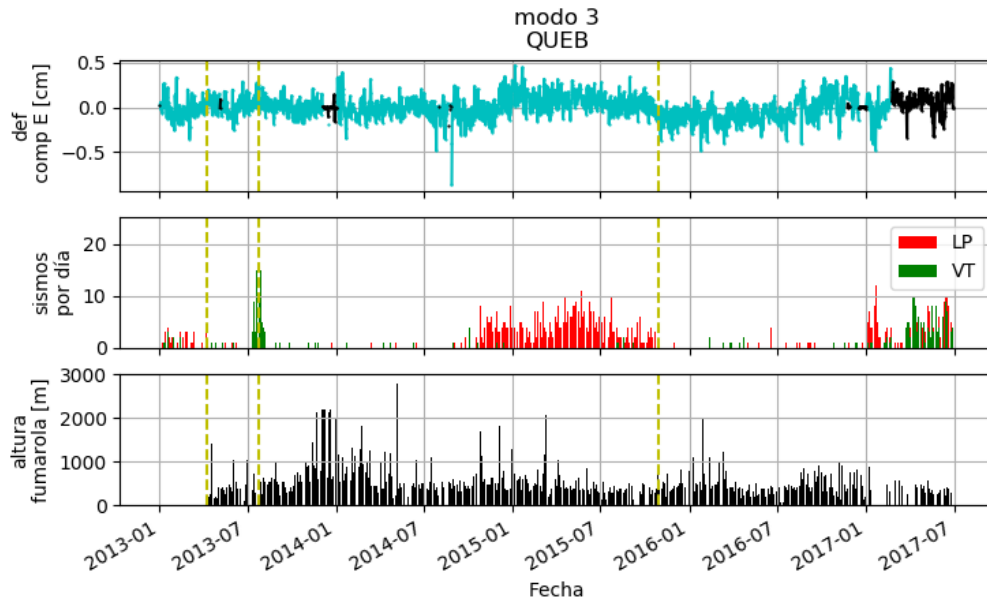


Figura 6.10: Correspondencia temporal entre sismicidad, fumarola y señal transiente para estación QUEB (E), los datos en negro en la señal transiente indican períodos sin cobertura de datos y son producto de la metodología del cálculo del PCA. Las líneas verticales amarillas indican períodos de alertas amarillas emitidas por el OVDAS.

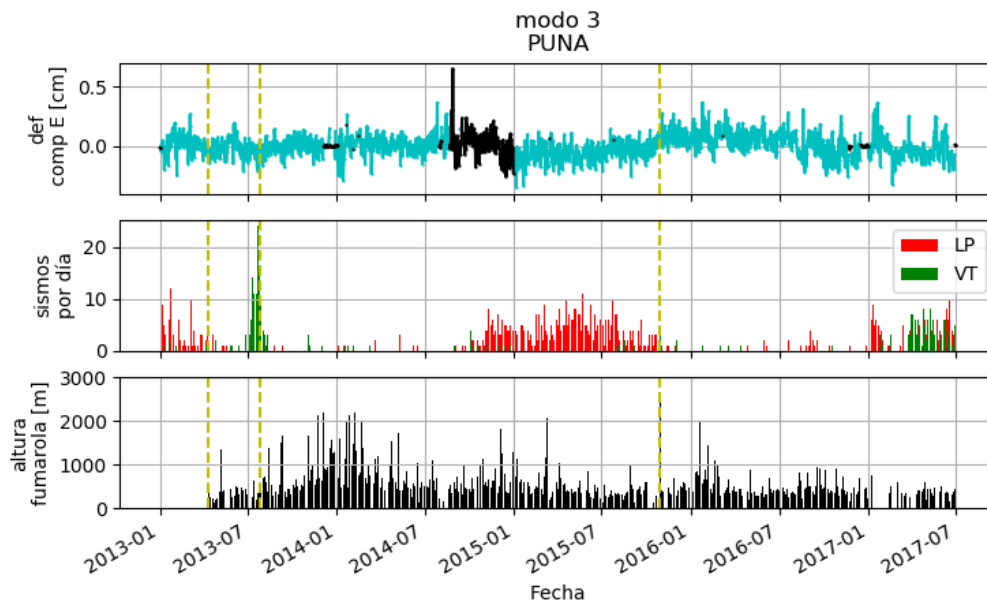


Figura 6.11: Correspondencia temporal entre sismicidad, fumarola y señal transiente para estación PUNA (E), los datos en negro en la señal transiente indican períodos sin cobertura de datos y son producto de la metodología del cálculo del PCA. Las líneas verticales amarillas indican períodos de alertas amarillas emitidas por el OVDAS.

- Señal estacional: A pesar de haber removido las señales estacionales, existen otras como efectos de hielo (deshielo) o cargas de agua subterránea que no han sido consideradas y pueden explicar la señal, ya que estos factores forzantes de la señal estacional pueden cambiar año a año y por ende no ser una señal estrictamente periódica como se consideró en el modelamiento (Heki, 2007).
- Señal tectónica: La zona dónde está emplazado el volcán Lászar presenta alto número de estructuras como fallas y pliegues que han sido ampliamente estudiados por Veloso et al. (2019) y Aron et al. (2008). Se cree además que existe una relación entre las fallas y el volcanismo en la zona (González et al., 2009), debido a que existe una compresión W-E. Así la señal transiente puede ser indicativa de un acomodo lento de estructuras producidas por ése régimen de esfuerzos. Particularmente para el caso del volcán Lászar se cree que la falla Miscanti puede estar afectando el ascenso magmático (figura 6.12), ya fuera gracias a la compresión o a un entrapamiento entre fallas.(González et al., 2009).

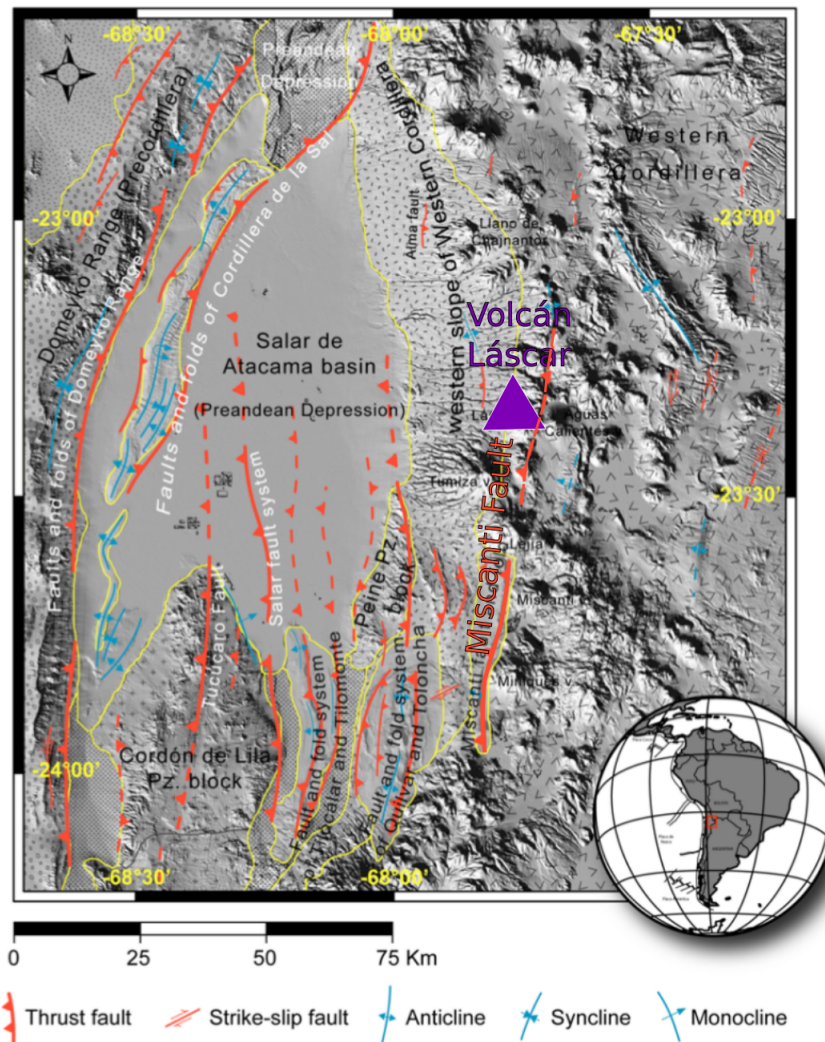


Figura 6.12: Mapa de las principales unidades estructurales cerca del Volcán Lászar, destacando la ubicación del Volcán Lászar y la Falla Miscanti. Modificado de Aron et al. (2008)

Para seguir con el análisis es necesario suponer que la señal transiente está relacionada directamente con algún proceso volcánico, lo que debido a las limitaciones espacio-temporales y de amplitud de la señal resulta difícil asegurar con certeza.

Se decide modelar la señal de forma quasi-estática (el desplazamiento total en el intervalo de tiempo considerado). Se utiliza un modelo simplificado de cavidad esférica desarrollado por McTigue (1987) (revisar ecuación 3.16) buscando estimar la profundidad, ubicación, radio y cambio de presión de la fuente que expliquen el patrón de deformación. Sin embargo al tener sólo 2 estaciones, en las cuales sólo se estimó un desplazamiento quasi-estático significativo (Norte-Este), se está en presencia de un problema subdeterminado haciendo que cualquier método no tenga solución única. Así se decide optar por un enfoque Bayesiano de inversión (ver Anexo E), usando el Algoritmo de Metrópolis (Tarantola, 2005).

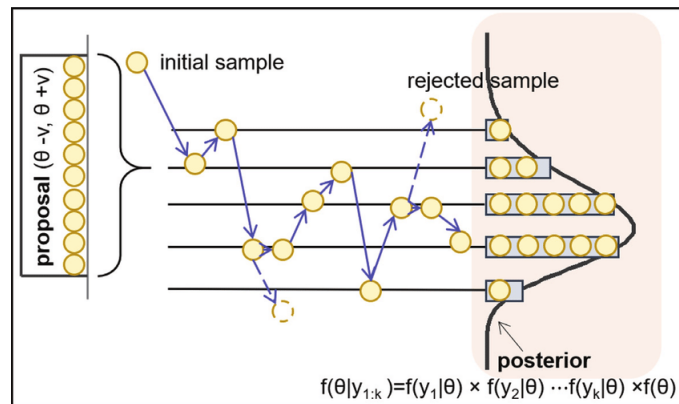


Figura 6.13: Resumen del algoritmo de Metrópolis extraído de Dong et al. (2019)

El algoritmo muestrea todo el espacio de soluciones estimando todos los posibles valores de los parámetros que expliquen las observaciones. En este caso se busca un subconjunto de las familias de soluciones a las que pueda darse alguna interpretación física en el contexto de la fuente volcánica. La idea básica tras el algoritmo de Metrópolis consiste en diseñar una caminata aleatoria, que muestree alguna distribución de probabilidad inicial, y luego ir usando alguna regla probabilística para ir modificando la caminata que acepta o rechaza ciertos movimientos, haciendo que la caminata aleatoria escoja la distribución de soluciones buscadas (Tarantola, 2005), un resumen del algoritmo se puede ver en la figura 6.13.

Los parámetros para la búsqueda de las familias de soluciones, para el caso del modelo de McTigue (ec 3.16), se pueden ver en la tabla 6.2. Se debe hacer la aclaración que debido a la formulación del problema y a la limitación en la cobertura espacial de los datos, no pudieron ser constreñidas ni la latitud ni la longitud de la cámara magmática del volcán por lo que fueron fijadas en la ubicación en planta del volcán. También en el caso del parámetro de la presión, se calcula la razón entre el cambio de presión de la fuente y el módulo de cizalle ( $G$ ), valor que da cuenta de las propiedades elásticas del medio y que en este caso se considera de un valor de 33 GPa, lo que explica la adimensionalidad y su orden de magnitud.

Parámetro	Rango	valor inicial	Paso para muestreo
Presión (P/G)	[-0.2 – 0.2]	0	0.001
Radio	[50 – 1000] m	50 m	10 m
Profundidad	[0.1 – 25] Km	5 Km	100 m
Latitud	-	-	-
Longitud	-	-	-

Tabla 6.2: Parámetros para búsqueda de familias de soluciones para el Algoritmo de Metrópolis.

En la figura 6.14 se puede observar la familia de soluciones, para 2 millones de pasos en la caminata aleatoria. Para poder tener una idea general de las familias de soluciones se suelen escoger modelos que representen estadísticamente las soluciones, se usa el modelo que maximiza la verosimilitud (Tarantola, 2005), el promedio y la mediana de las soluciones. Los resultados se pueden ver en la tabla 6.3 y el resultados de forma gráfica se puede ver en la figura 6.15 dónde se observa la comparación entre el resultado de los parámetros observados y los datos observados, sin embargo debido a que el modelo de McTigue supone una fuente radial, se decide comparar el resultado sólo con la proyección radial de los datos observados tal y cómo se puede ver en la figura 6.16. Se puede observar que la formulación del modelo (ec 3.16) hace que las familias de soluciones encontradas estén mayormente controladas por la profundidad y el radio de la fuente, por lo que la solución de máxima verosimilitud que debiese tener el mejor ajuste, presenta un peor ajuste que el modelo promedio y la mediana.

Modelo	Profundidad (m)	Radio (m)	Presión (P/G)
Máxima Verosimilitud	3074	76.1	-0.164
Promedio	7986	166.8	-0.080
Mediana	6029	139.4	-0.073

Tabla 6.3: Resultado de la solución de los parámetros, para los 3 modelos escogidos.

Los histogramas de la figura 6.14 permiten tener un rango aproximado de los parámetros, más allá de las soluciones específicas de la tabla 6.3 pudiendo caracterizar de forma cualitativa los resultados:

- Profundidad: Se puede observar que en general las soluciones no indican una fuente profunda, más bien dada la mediana al menos la mitad de las soluciones se concentran en profundidades menores a 6 Km. Profundidades en las que no se descarta la existencia de acumulaciones de magma ya formado (Contreras Vargas, 2017). Este resultado que también puede ser relacionado con las profundidades ZR en el resultado de magnetotelúrica.

Debido a que las familias de soluciones indican una profundidad en general somera, se puede relacionar también con el comportamiento de un sistema sistema hidrotermal (Tassi et al., 2009) cuyo efecto también fue observado en estudios de sismicidad volcánica donde la actividad LP se asocia a efectos de un sistema hidrotermal (Gaete et al., 2019).

Si bien menos familias de soluciones parecen indicar fuentes tan superficiales como la encontrada por Pavez et al. (2006), esto puede deberse a que no se usó un modelo

que considerara la topografía y por tanto no se puede descartar que la señal pueda ser parte de la dinámica propia del edificio volcánico (subsistencia de los cráteres anidados) descrita por de Zeeuw-van Dalfsen et al. (2017).

- Presión: Se observan soluciones de cambios de presión negativos, es decir una deflación o subsistencia la que también es encontrada para un período similar por Richter et al. (2018).

Este cambio de presión puede ser asociado directamente a una fuente magmática, como un enfriamiento y solidificación del reservorio (Pagli et al., 2006), una transición de fases por inyección de magma juvenil (Magee et al., 2018), una desgasificación del reservorio (Hodge and Crider, 2010) o una mezcla de todo lo anterior.

También puede estar asociada a procesos hidrotermales como contracciones poroelásticas y termoelásticas (Masterlark and Lu, 2004). Los valores numéricos encontrados para los 3 casos específicos, que se pueden ver en la tabla 6.3, como por ejemplo 2 [GPa] para la mediana, son demasiado altos a los esperados en una cámara magmática (Gudmundsson, 2006).

Como se dijo anteriormente, las soluciones están principalmente dominadas por la profundidad y el radio, al observar las soluciones plausibles para la presión se puede notar que en realidad son menores a los 3 casos particulares, pudiendo ser un orden de magnitud menor (200 [MPa]) valores que, sin embargo, siguen siendo mayores a los calculados por González et al. (2016) para la alerta amarilla del año 2013.

Diversos factores explican la sobreestimación del cambio de presión, dentro de las cuales se encuentra la simpleza del modelo analítico (McTigue, 1987), la elección de las constantes elásticas del medio como el módulo de Poisson y el módulo de cizalle, lo que podría mejorarse teniendo información de tomografías sísmicas (Hickey et al., 2015), la descomposición de la señal transiente siendo sólo explicada la componente radial o finalmente el mismo error en la señal estimada. El error que puede ver en forma de elipses en la figura 5.23 además explica la existencia de familias de soluciones con cambio de presión positiva (ver subfigura central de la figura 6.14).

- Radio: Se puede ver que las familias de soluciones plausibles indican un radio de la fuente pequeño, menor a 160 [m].

Teniendo el radio y con una aproximación de cambio de volumen simple (sin considerar compresibilidad ni fases) (Segall, 2010) se puede calcular para el caso específico del promedio un cambio de volumen de  $0.001 [km^3]$ . El valor anterior es menor al calculado por González et al. (2015) que usando mediciones de flujo de calor y masa estima valores de entre  $0.01-0.12 [km^3]$  para el período 2000-2004 asociado a desgasificación, sin embargo el valor encontrado también es mayor que el cambio de volumen encontrado por Pavez et al. (2006) de  $2000 [m^3]$ .

Una posible explicación para el valor encontrado, es que el cambio de volumen debido a la desgasificación calculado por González et al. (2016) cubre una ventana temporal mayor a la señal transiente encontrada.

### Marginales McTigue

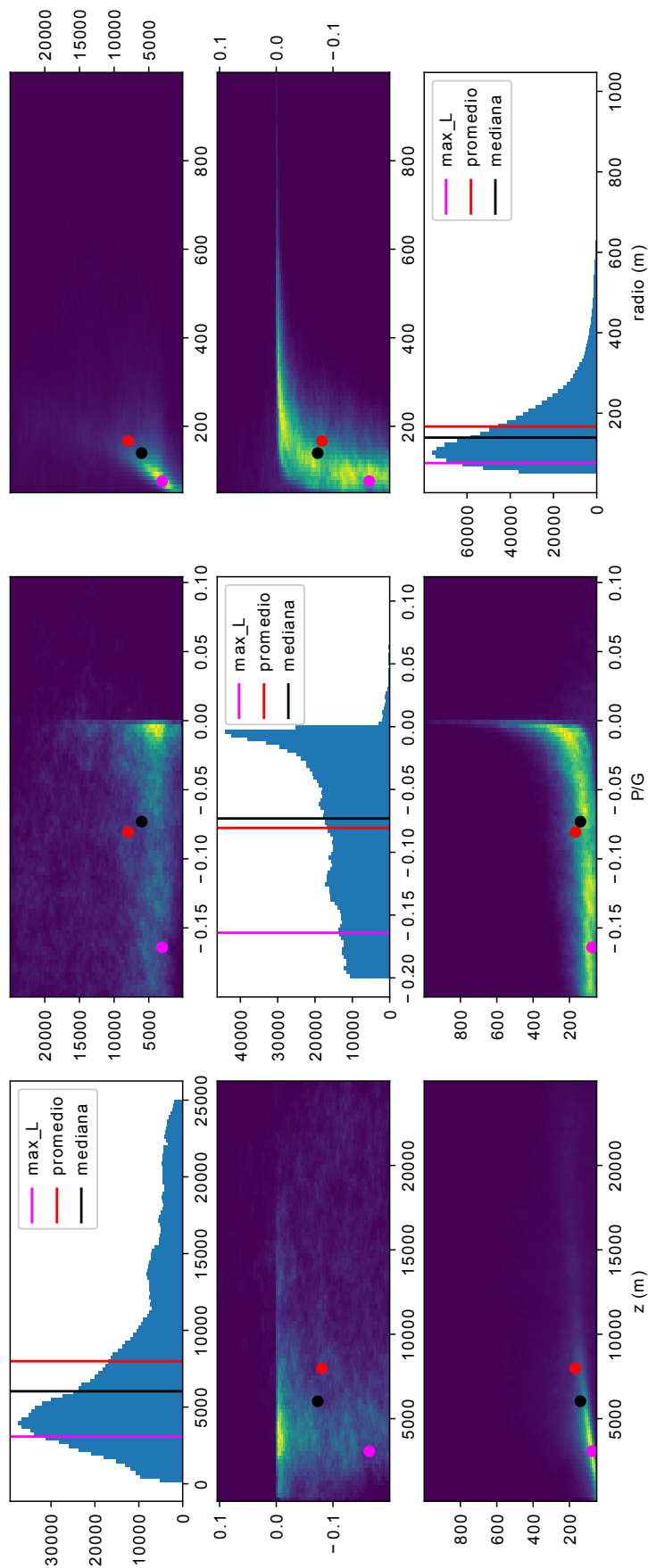


Figura 6.14: Histogramas e Histogramas 2D que representan el espacio de soluciones para los Parámetros de Presión, Radio y Profundidad.

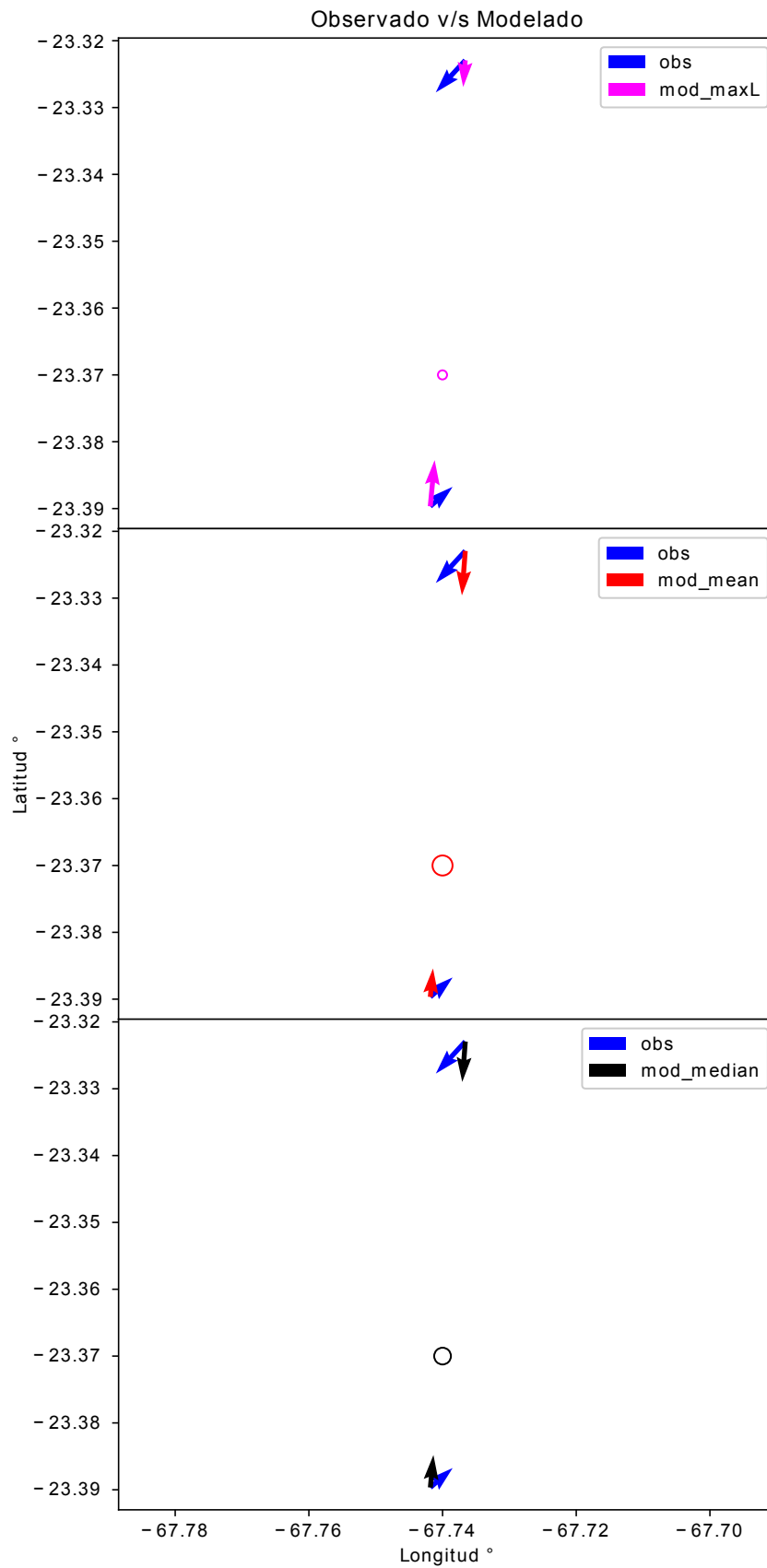


Figura 6.15: Resultado de 3 soluciones específicas en orden ascendente-descendente: Máxima verosimilitud, Promedio, Mediana.

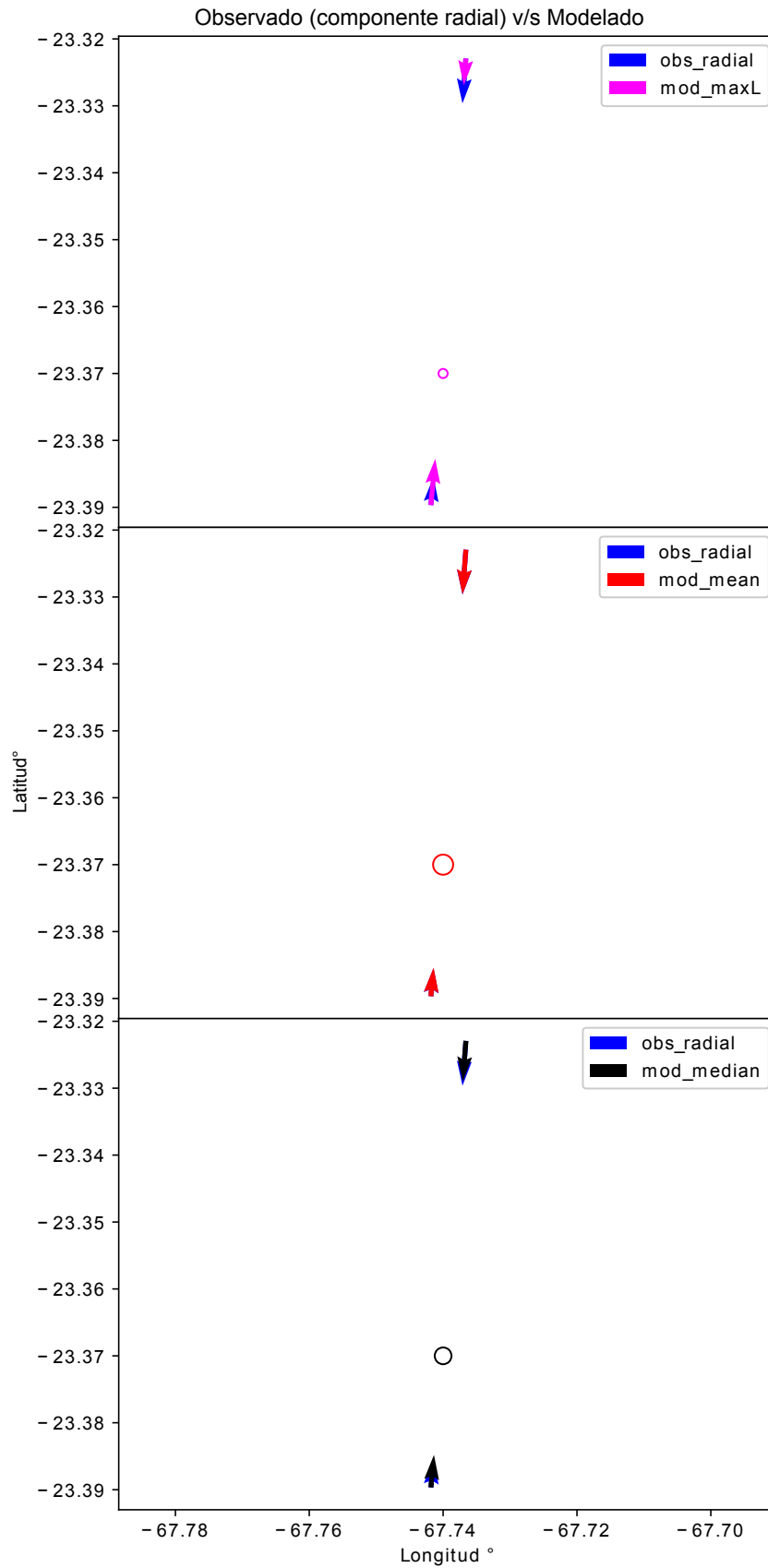


Figura 6.16: Resultado de 3 soluciones específicas en orden ascendente-descendente: Máxima verosimilitud, Promedio, Mediana. Se proyecta la observación en componente radial.



### 6.3. Interpretación Conjunta

Los resultados se suman a los resultados de otras metodologías, resumidas en la tabla 2.2, pudiendo complementarse para proponer nuevos modelos del volcán Láscar.

En el caso de la Magnetotelúrica, el modelo de resistividad eléctrica es similar al encontrado por Díaz et al. (2012). El sistema hidrotermal (SH) encontrado es consistente con los estudios geoquímicos de Tassi et al. (2009) y las señales sísmicas encontradas por Hellweg (1999). Además su profundidad y extensión están dentro de los límites encontrados para la localización de la sismicidad LP y VT registradas durante el año 2015 por Gaete et al. (2019).

A pesar de que la estructura conductora ZC cumple ciertos criterios para poder ser interpretada como un reservorio magmático, no es posible relacionarla con el edificio volcánico. Sin embargo existe la posibilidad de una migración de fluidos desde ZC al edificio a través de conductos con poco contraste de conductividad o demasiado pequeños para ser develados por el método. Los fluidos pueden tener un origen magmático o estar asociadas a una circulación de aguas subterráneas. Una estructura geológica que ayudaría la migración de fluidos anteriormente descrita, podría ser la falla Miscanti (Aron et al., 2008), la que según Martínez et al. (2016) puede generar zonas de debilidad donde puede avanzar el fluido.

La posible interpretación de que la zona resistiva (ZR) bajo el volcán sea un especie de barrera, puede ser una explicación a que durante la erupción de 1993 no sea reportada deformación como lo describen Pavez et al. (2006) y Pritchard and Simons (2002). Aunque el origen de ZR no es claro (intrusivo o cámara magmática) podría estar modificando las condiciones elásticas del medio y por tanto impide la deformación esperada durante una erupción.

Considerando que la fuente de la señal transiente encontrada es de origen volcánico, es poco probable que tenga el mismo origen que los encontrados por Pavez et al. (2006) o de Zeeuw-van Dalssen et al. (2017) debido a la distancia de las estaciones del cráter y el comportamiento de las soluciones al modelo simple. El patrón encontrado, sin embargo, presenta características de deflación como los encontrados por Richter et al. (2018) y posiblemente asociado a una desgasificación de la fuente magmática (González et al., 2015). El patrón también puede tener relación con una contracción por enfriamiento de los conductos o de cristalización de la cámara antigua, interpretación que según Richter et al. (2018) también explican la subsidencia del cráter. Es importante destacar que en un volcán diversos procesos pueden estar sucediendo simultáneamente y por tanto todos los factores anteriores pueden contribuir a explicar el transiente analizado.

Es importante destacar el estudio de Gaete et al. (2020) que interpreta diversas señales de monitoreo para explicar la erupción Freática del volcán en 2015. Propone que la erupción está controlada por el sistema hidrotermal, ubicando la sismicidad LP relacionada con el movimiento de fluidos en el sistema hidrotermal SH encontrado por la magnetotelúrica. La fuente de la señal transiente también puede tener un origen en los cambios de presión en el sistema hidrotermal. Además la señal está relacionada temporalmente con la misma sismicidad LP discutida por Gaete et al. (2019) y con una familia de soluciones del modelo simple son coincidentes con la profundidad de los sismos LP y con el sistema SH.

Finalmente se destaca que ninguno de los 2 métodos permiten visualizar claramente un posible reservorio magmático a profundidades mayores a 10 Km bajo el edificio volcánico, donde según los estudios petrológicos de Matthews et al. (1997) y Gardeweg (2011) se habría formado el magma del volcán. Lo anterior puede deberse a la capacidad de las metodologías de obtener resultados a tal profundidad. De todas maneras tal y cómo explica Contreras Vargas (2017) el método magnetotelúrico puede estar observando una zona de acumulación somera (ZC).

# Conclusión

En el presente trabajo se analizaron datos de magnetotelúrica y geodesia para entender procesos y estructuras bajo el Volcán Láscar, en el norte de Chile. Siendo uno de los volcanes con mayor ranking de peligrosidad en la zona volcánica central, entender su comportamiento y dinámica interna son claves para las agencias de monitoreo y emergencia.

Se procesaron datos de 4 años de estaciones GPS continuas, datos entregados por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), usando el software Gipsy-Oasis para obtener las series de tiempo. Mediante ajuste de modelos de trayectoria y otras metodologías como el análisis de componente principal (PCA), se logra identificar una señal transiente posiblemente asociada al volcán para el período 2015-2016.

Se supone un origen volcánico en la señal transiente para poder ser modelada de forma cuasi-estática con un modelo de cavidad esférica simple y se utiliza un algoritmo bayesiano para ajustar los parámetros del modelo. Es importante realizar el alcance de que la pequeña magnitud de la señal transiente, hace imposible asegurar su origen.

Debido a la limitación de observaciones, no se puede estimar ubicación en planta de la fuente pero sí presión, profundidad y radio. Los resultados permiten caracterizar una fuente a profundidades medias, con una sobreestimación del cambio de presión y un volumen similar al encontrado para un período de desgasificación del volcán en el período 2000-2004.

El uso del PCA, demostró ser una técnica efectiva para identificar cambios en las series de tiempo de una pequeña amplitud, aún con una baja cantidad de estaciones. La metodología puede ser usada para revisar las series de tiempo históricas para el resto de los volcanes, para encontrar relaciones con los otros parámetros monitoreados.

Por otra parte se realizó una inversión 3D con topografía con 20 estaciones alrededor del volcán, mientras que los datos GPS permiten identificar cambios temporales, la magnetotelúrica permite mejorar el entendimiento de estructuras estáticas en subsuperficie. Los resultados de la inversión, realizadas con el software modEM, indican estructuras someras, relacionadas con salares, además de permitir identificar un sistema hidrotermal en el flanco del volcán. Los cuerpos de profundidad intermedia, no presentan suficiente evidencia para ser catalogados del reservorio del volcán Láscar, sin embargo la zona de resistividad alta bajo el volcán puede ser interpretado como un cuerpo ya cristalizado y la zona conductividad alta al sur este, cómo evidencia de migración de fluidos o magma.

A pesar de que ninguno de los 2 métodos geofísicos usados permiten encontrar claramente un reservorio magmático bajo el volcán Láscar, combinados con el resto de la información geológica y geofísica podría ayudar a comprender de mejor manera la estructura interna del volcán, cómo por ejemplo su sistema hidrotermal subyacente.

Entender los cambios en tiempo y en espacio del volcán son claves para establecer una línea base de comportamiento y estimar el riesgo futuro frente a una erupción. La nueva información de ambos métodos junto con la información previa permitirían generar un modelo conceptual para el volcán siendo una gran ayuda para el monitoreo volcánico.

# Bibliografía

- Aizawa, K., Kanda, W., Ogawa, Y., Iguchi, M., Yokoo, A., Yakiwara, H., and Sugano, T. (2011). Temporal changes in electrical resistivity at sakurajima volcano from continuous magnetotelluric observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199(1-2):165–175.
- Aizawa, K., Koyama, T., Hase, H., Uyeshima, M., Kanda, W., Utsugi, M., Yoshimura, R., Yamaya, Y., Hashimoto, T., Yamazaki, K., et al. (2014). Three-dimensional resistivity structure and magma plumbing system of the kirishima volcanoes as inferred from broadband magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1):198–215.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., and Isacks, B. L. (1997). The evolution of the altiplano-puna plateau of the central andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1):139–174.
- Anderson, E., Crosby, D., and Ussher, G. (2000). Bulls-eye!—simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. In *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu–Tohoku, Japan, May*, pages 909–914.
- Archie, G. E. et al. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions of the AIME*, 146(01):54–62.
- Aron, F., González, G., Veloso, E., and Cembrano, J. (2008). Architecture and style of compressive neogene deformation in the eastern-southeastern border of the salar de atacama basin (22°30′–24°15′s): A structural setting for the active volcanic arc of the central andes. In *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, pages 52–55.
- Axelrad, P., Comp, C. J., and Macdoran, P. F. (1996). Snr-based multipath error correction for gps differential phase. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, 32(2):650–660.
- Becerra Carreño, V. C. (2019). Caracterización de los procesos de deformación asociados al terremoto de pisagua (mw 8.2) 2014 mediante el uso de observaciones del sistema de posicionamiento global (gps).
- Bernard, D., Oscar Figueroa, A., Eduardo Medina, T., Jose Viramonte, G., and Mario Maragaño, C. (1996). Petrology of pumices of april 1993 eruption of lascar (atacama, chile). *Terra Nova*, 8(2):191–199.

- Bevis, M. and Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88(3):283–311.
- Biggs, J. and Pritchard, M. E. (2017). Global volcano monitoring: what does it mean when volcanoes deform? *Elements*, 13(1):17–22.
- Blewitt, G. (1997). Basics of the gps technique: observation equations. *Geodetic applications of GPS*, pages 10–54.
- Blewitt, G. (2015). Gps and space-based geodetic methods.
- Budach, I., Brasse, H., and Díaz, D. (2013). Crustal-scale electrical conductivity anomaly beneath inflating lazufre volcanic complex, central andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:144–149.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., and Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2):457–469.
- Casertano, L. and Barozzi, R. (1961). Informe sobre el sistema volcánico de lascar. In *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, volume 18, pages 283–303.
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., and Blundy, J. D. (2017). Vertically extensive and unstable magmatic systems: a unified view of igneous processes. *Science*, 355(6331):eaag3055.
- Charrier, R., Pinto, L., and Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the andean orogen in chile. In *The geology of Chile*, pages 21–114.
- Clemens, J. D. and Stevens, G. (2016). Melt segregation and magma interactions during crustal melting: breaking out of the matrix. *Earth-Science Reviews*, 160:333–349.
- Cofré Arzola, E. A. et al. (2018). *Caracterización hidrogeoquímica de la cuenca del Salar de Atacama y lagunas salinas de la Cordillera Occidental, (22° 50′ -24° 00′ S), Región de Antofagasta, Chile*. PhD thesis, Universidad de Concepción. Facultad de Ciencias Químicas Departamento de . . . .
- Comeau, M. J., Unsworth, M. J., and Cordell, D. (2016). New constraints on the magma distribution and composition beneath volcán uturuncu and the southern bolivian altiplano from magnetotelluric data. *Geosphere*, 12(5):1391–1421.
- Contreras Vargas, M. A. (2017). The control of magmatic system properties on volcano dimensions and building: The cases of lascar, lonquimay and llaima volcanoes, andes of chile.
- Cordell, D., Unsworth, M. J., and Díaz, D. (2018). Imaging the laguna del maule volcanic field, central chile using magnetotellurics: Evidence for crustal melt regions laterally-offset from surface vents and lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 488:168–180.
- Cruz, F. G. (2013). Proyecto observatorio volcanológico de los andes del sur-ovdas dentro del plan nacional de vigilancia volcánica. .

- De Silva, S. (1989). Altiplano-puna volcanic complex of the central andes. *Geology*, 17(12):1102–1106.
- de Zeeuw-van Dalssen, E., Richter, N., González, G., and Walter, T. R. (2017). Geomorphology and structural development of the nested summit crater of lascar volcano studied with terrestrial laser scanner data and analogue modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 329:1–12.
- Díaz, D. (2011). *Magnetotelluric study of the Western Cordillera (Northern Chile), with a focus on Lascar volcano*. PhD thesis, Ph. D. thesis, FU Berlin.
- Díaz, D., Brasse, H., and Ticona, F. (2012). Conductivity distribution beneath lascar volcano (northern chile) and the puna, inferred from magnetotelluric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217:21–29.
- Dong, D., Fang, P., Bock, Y., Webb, F., Prawirodirdjo, L., Kedar, S., and Jamason, P. (2006). Spatiotemporal filtering using principal component analysis and karhunen-loeve expansion approaches for regional gps network analysis. *Journal of geophysical research: solid earth*, 111(B3).
- Dong, T., An, D., and Kim, N. H. (2019). Prognostics 102: Efficient bayesian-based prognostics algorithm in matlab. In *Prognostics*. IntechOpen.
- Dzurisin, D. (2003). A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. *Reviews of Geophysics*, 41(1).
- Egbert, G. D. and Kelbert, A. (2012). Computational recipes for electromagnetic inverse problems. *Geophysical Journal International*, 189(1):251–267.
- Estey, L. and Weir, S. (2014). Teqc tutorial, basics of teqc use and teqc products. *UNAVCO Inc., Colorado USA*.
- Froidevaux, C. and Isacks, B. L. (1984). The mechanical state of the lithosphere in the altiplano-puna segment of the andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 71(2):305–314.
- Gaete, A., Cesca, S., Franco, L., San Martin, J., Cartes, C., and Walter, T. R. (2019). Seismic activity during the 2013–2015 intereruptive phase at lascar volcano, chile. *Geophysical Journal International*, 219(1):449–463.
- Gaete, A., Walter, T. R., Bredemeyer, S., Zimmer, M., Kujawa, C., Franco Marin, L., San Martin, J., and Bucarey Parra, C. (2020). Processes culminating in the 2015 phreatic explosion at lascar volcano, chile, evidenced by multiparametric data. *Natural Hazards & Earth System Sciences*, 20(2).
- García, K. and Díaz, D. (2016). Three-dimensional geo-electrical structure in juncalito geothermal prospect, northern chile. *Geothermics*, 64:527–537.
- Gardeweg, M., Sparks, R., and Matthews, S. (1998). Evolution of lascar volcano, northern chile. *Journal of the Geological Society*, 155(1):89–104.

- Gardeweg, M.C.; Amigo A.; Matthews, S. S. R. C. J. (2011). Geología del volcán Láscar, región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 131:40.
- Global Volcanism Program. Volcanoes of the World, v. 4.7.6. Venzke, E. e. (2013). Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>. Downloaded 04 Mar 2019.
- Glover, P. W., Hole, M. J., and Pous, J. (2000). A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(3-4):369–383.
- Gobierno de Chile, S. d. E. y. E. d. m. t. (2017). Anexos: consultoría sobre dimensionamiento del mercado de desastres naturales: Impacto y tamaño en Chile y el mundo.
- González, C., Inostroza, M., Aguilera, F., González, R., Viramonte, J., and Menzies, A. (2015). Heat and mass flux measurements using Landsat images from the 2000–2004 period, Láscar volcano, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301:277–292.
- González, D. M., Bataille, K., Eulenfeld, T., and Franco, L. E. (2016). Temporal seismic wave velocity variations at Láscar volcano. *Andean Geology*, 43(2).
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., and Shyu, J. B. H. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 s–24 s). *Tectonics*, 28(6).
- González-Álvarez, I., Ley-Cooper, A.-Y., and Salama, W. (2016). A geological assessment of airborne electromagnetics for mineral exploration through deeply weathered profiles in the southeast Yilgarn cratonic margin, western Australia. *Ore Geology Reviews*, 73:522–539.
- González-Ferrán, O. et al. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Gudmundsson, A. (2006). How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth-Science Reviews*, 79(1-2):1–31.
- Guo, X., Li, B., Ni, H., and Mao, Z. (2017). Electrical conductivity of hydrous andesitic melts pertinent to subduction zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(3):1777–1788.
- Guo, X., Zhang, L., Behrens, H., and Ni, H. (2016). Probing the status of felsic magma reservoirs: Constraints from the p–t–H<sub>2</sub>O dependences of electrical conductivity of rhyolitic melt. *Earth and Planetary Science Letters*, 433:54–62.
- Heise, W., Caldwell, T. G., Bibby, H. M., and Bennie, S. L. (2010). Three-dimensional electrical resistivity image of magma beneath an active continental rift, Taupo volcanic zone, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, 37(10).
- Heki, K. (2007). Secular, transient and seasonal crustal movements in Japan from a dense GPS array: Implication for plate dynamics in convergent boundaries. *The seismic zone*



of subduction thrust faults, pages 512–539.

- Held, S., Schill, E., Pavez, M., Díaz, D., Muñoz, G., Morata, D., and Kohl, T. (2016). Resistivity distribution from mid-crustal conductor to near-surface across the 1200 km long liquiñe-ofqui fault system, southern chile. *Geophysical Journal International*, 207(3):1387–1400.
- Hellweg, M. (1999). Seismic signals from lascar volcano. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(2):123–133.
- Hellweg, M. (2000). Physical models for the source of lascar’s harmonic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(1-2):183–198.
- Henríquez, S. (2012). Estructura del salar de atacama: Implicancias en la estructura cortical de los andes centrales. *Memoria para optar al Título de Magister en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito)*.
- Hickey, J. and Gottsmann, J. (2014). Benchmarking and developing numerical finite element models of volcanic deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 280:126–130.
- Hickey, J., Gottsmann, J., and Mothes, P. (2015). Estimating volcanic deformation source parameters with a finite element inversion: the 2001–2002 unrest at cotopaxi volcano, ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(3):1473–1486.
- Hickey, J., Gottsmann, J., Mothes, P., Odbert, H., Prutkin, I., and Vajda, P. (2019). The ups and downs of volcanic unrest: insights from integrated geodesy and numerical modelling. *Volcanic Unrest: From Science to Society*, pages 203–219.
- Hill, G. J., Bibby, H. M., Ogawa, Y., Wallin, E. L., Bennie, S. L., Caldwell, T. G., Keys, H., Bertrand, E. A., and Heise, W. (2015). Structure of the tongariro volcanic system: insights from magnetotelluric imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 432:115–125.
- Hodge, B. E. and Crider, J. G. (2010). Investigating mechanisms of edifice deflation, 1981–2007, at mount baker volcano, washington, united states. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B4).
- Hoffmann, F., Metzger, S., Moreno, M., Deng, Z., Sippl, C., Ortega-Culaciati, F., and Oncken, O. (2018). Characterizing afterslip and ground displacement rate increase following the 2014 iquique-pisagua mw 8.1 earthquake, northern chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(5):4171–4192.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., and Tandon, K. (2014). Modem: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers & Geosciences*, 66:40–53.
- Krieger, L. and Peacock, J. R. (2014). Mtpy: A python toolbox for magnetotellurics. *Computers & geosciences*, 72:167–175.

- Kühn, C., Brasse, H., and Schwarz, G. (2018). Three-dimensional electrical resistivity image of the volcanic arc in northern Chile—an appraisal of early magnetotelluric data. *Pure and Applied Geophysics*, 175(6):2153–2165.
- Laumonier, M., Gaillard, F., and Sifré, D. (2015). The effect of pressure and water concentration on the electrical conductivity of dacitic melts: Implication for magnetotelluric imaging in subduction areas. *Chemical Geology*, 418:66–76.
- Ledo, J. (2005). 2-d versus 3-d magnetotelluric data interpretation. *Surveys in Geophysics*, 26(5):511–543.
- Magee, C., Stevenson, C. T., Ebmeier, S. K., Keir, D., Hammond, J. O., Gottsmann, J. H., Whaler, K. A., Schofield, N., Jackson, C. A., Petronis, M. S., et al. (2018). Magma plumbing systems: a geophysical perspective. *Journal of Petrology*, 59(6):1217–1251.
- Mancini, R., Díaz, D., Brasse, H., Godoy, B., and Hernández, M. J. (2019). Conductivity distribution beneath the San Pedro-Linzor volcanic chain, north Chile, using 3-d magnetotelluric modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(5):4386–4398.
- Mancini de Barbieri, R. A. (2018). Modelamiento tridimensional del sistema volcánico Paniri-toconce, mediante el uso de magnetotelúrica.
- Martínez, F., Bonini, M., Montanari, D., and Corti, G. (2016). Tectonic inversion and magmatism in the Lautaro basin, northern Chile, central Andes: A comparative approach from field data and analog models. *Journal of Geodynamics*, 94:68–83.
- Masterlark, T. and Lu, Z. (2004). Transient volcano deformation sources imaged with interferometric synthetic aperture radar: application to Seguam Island, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B1).
- Matsushima, N., Oshima, H., Ogawa, Y., Takakura, S., Satoh, H., Utsugi, M., and Nishida, Y. (2001). Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, using magnetotelluric soundings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 109(4):263–277.
- Matthews, S., Marquillas, R., Kemp, A., Grange, F., and Gardeweg, M. (1996). Active skarn formation beneath Lascar volcano, northern Chile: a petrographic and geochemical study of xenoliths in eruption products. *Journal of Metamorphic Geology*, 14(4):509–530.
- Matthews, S., Sparks, R., and Gardeweg, M. (1999). The Piedras Grandes–Soncor eruptions, Lascar volcano, Chile; evolution of a zoned magma chamber in the central Andean upper crust. *Journal of Petrology*, 40(12):1891–1919.
- Matthews, S. J., Gardeweg, M. C., and Sparks, R. S. J. (1997). The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 59(1):72–82.
- Matthews, S. J., Jones, A., and Gardeweg, M. (1994). Lascar volcano, northern Chile; evidence for steady-state disequilibrium. *Journal of Petrology*, 35(2):401–432.

- McNutt, S. R. and Roman, D. C. (2015). Volcanic seismicity. In *The Encyclopedia of Volcanoes*, pages 1011–1034. Elsevier.
- McTigue, D. (1987). Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B12):12931–12940.
- Menard, G., Moune, S., Vlastélic, I., Aguilera, F., Valade, S., Bontemps, M., and González, R. (2014). Gas and aerosol emissions from lascar volcano (northern chile): Insights into the origin of gases and their links with the volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 287:51–67.
- Mieres Madrid, J. A. (2019). Modelación de observaciones de geodesia marina en zonas de subducción e inversión del tensor de momento sísmico mediante observaciones de desplazamiento estático.
- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Earthq Res Inst*, 36:99–134.
- Nenov, S. I. (2016). b-spline curves and surfaces as a minimization of quadratic operators. *arXiv preprint arXiv:1609.05313*.
- Ni, H., Keppler, H., and Behrens, H. (2011). Electrical conductivity of hydrous basaltic melts: implications for partial melting in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(3):637–650.
- Nikkhoo, M., Walter, T. R., Lundgren, P. R., and Prats-Iraola, P. (2016). Compound dislocation models (cdms) for volcano deformation analyses. *Geophysical Journal International*, page ggw427.
- Pagli, C., Sigmundsson, F., Arnadóttir, T., Einarsson, P., and Sturkell, E. (2006). Deflation of the askja volcanic system: constraints on the deformation source from combined inversion of satellite radar interferograms and gps measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(1-2):97–108.
- Palacky, G. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 1:53–129.
- Parkinson, W. (1959). Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophysical Journal International*, 2(1):1–14.
- Pavez, A., Remy, D., Bonvalot, S., Diament, M., Gabalda, G., Froger, J.-L., Julien, P., Legrand, D., and Moisset, D. (2006). Insight into ground deformations at lascar volcano (chile) from sar interferometry, photogrammetry and gps data: Implications on volcano dynamics and future space monitoring. *Remote Sensing of Environment*, 100(3):307–320.
- Peacock, J. R., Mangan, M. T., McPhee, D., and Wannamaker, P. E. (2016). Three-dimensional electrical resistivity model of the hydrothermal system in long valley caldera, california, from magnetotellurics. *Geophysical Research Letters*, 43(15):7953–7962.

- Piña-Varas, P., Ledo, J., Queralt, P., Marcuello, A., and Perez, N. (2018). On the detectability of teide volcano magma chambers (tenerife, canary islands) with magnetotelluric data. *Earth, Planets and Space*, 70(1):14.
- Poland, M., Hamburger, M., and Newman, A. (2006). The changing shapes of active volcanoes: History, evolution, and future challenges for volcano geodesy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(1-3):1–13.
- Pommier, A., Evans, R. L., Key, K., Tyburczy, J. A., Mackwell, S., and Elsenbeck, J. (2013). Prediction of silicate melt viscosity from electrical conductivity: A model and its geophysical implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(6):1685–1692.
- Pritchard, M., de Silva, S., Michelfelder, G., Zandt, G., McNutt, S., Gottsmann, J., West, M., Blundy, J., Christensen, D., Finnegan, N., et al. (2018). Synthesis: Plutons: Investigating the relationship between pluton growth and volcanism in the central andes. *Geosphere*, 14(3):954–982.
- Pritchard, M. E. and Simons, M. (2002). A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central andes. *Nature*, 418(6894):167.
- Putirka, K. D. (2017). Down the crater: where magmas are stored and why they erupt. *Elements*, 13(1):11–16.
- Pyle, D. M., Mather, T. A., and Biggs, J. (2013). Remote sensing of volcanoes and volcanic processes: integrating observation and modelling—introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 380(1):1–13.
- Ramírez, C. and Gardeweg, M. (1982). Geología de la hoja toconao, región de antofagasta. servicio nacional de geología y minería. *Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 54:117.
- Reath, K., Pritchard, M., Poland, M., Delgado, F., Carn, S., Coppola, D., Andrews, B., Ebmeier, S., Rumpf, E., Henderson, S., et al. (2019). Thermal, deformation, and degassing remote sensing time series (ce 2000–2017) at the 47 most active volcanoes in latin america: Implications for volcanic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- Reyes-Wagner, V., Díaz, D., Cordell, D., and Unsworth, M. (2017). Regional electrical structure of the andean subduction zone in central chile (35–36 s) using magnetotellurics. *Earth, Planets and Space*, 69(1):142.
- Reyes Wagner, V. F. (2017). Estructura de resistividad eléctrica del ante arco y arco volcánico a la latitud de la laguna del maule (36 s), utilizando el método magnetotelúrico.
- Richter, N., Salzer, J. T., de Zeeuw-van Dalfsen, E., Perissin, D., and Walter, T. R. (2018). Constraints on the geomorphological evolution of the nested summit craters of láscar volcano from high spatio-temporal resolution terrasars-x interferometry. *Bulletin of Volcanology*, 80(3):21.
- Risacher, F. and Alonso, H. (2001). Geochemistry of ash leachates from the 1993 lascar eruption.

- tion, northern chile. implication for recycling of ancient evaporites. *Journal of volcanology and geothermal research*, 109(4):319–337.
- Rivera Berrios, E. D. (2015). Procesamiento y análisis de motogramas de terremotos de subducción chilenos.
- Rosenberg, C. and Handy, M. (2005). Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of metamorphic Geology*, 23(1):19–28.
- Saastamoinen, J. (1972). Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. *The use of artificial satellites for geodesy*, pages 247–251.
- Segall, P. (2010). *Earthquake and volcano deformation*. Princeton University Press.
- Siebert, L., Simkin, T., and Kimberly, P. (2011). *Volcanoes of the World*. Univ of California Press.
- Simpson, F. and Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Tamburello, G., Hansteen, T. H., Bredemeyer, S., Aiuppa, A., and Tassi, F. (2014). Gas emissions from five volcanoes in northern chile and implications for the volatiles budget of the central volcanic zone. *Geophysical Research Letters*, 41(14):4961–4969.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, volume 89. siam.
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Medina, E., Tedesco, D., Huertas, A. D., Poreda, R., and Kojima, S. (2009). The magmatic-and hydrothermal-dominated fumarolic system at the active crater of lascar volcano, northern chile. *Bulletin of Volcanology*, 71(2):171–183.
- Veloso, E. E., Tardani, D., Elizalde, D., Godoy, B. E., Sánchez-Alfaro, P. A., Aron, F., Reich, M., and Morata, D. (2019). A review of the geodynamic constraints on the development and evolution of geothermal systems in the central andean volcanic zone (18–28 lat. s). *International Geology Review*, pages 1–25.
- Vergara, E. and Javier, F. (2016). Factores que controlan la transición entre los estilos efusivos y explosivos en el volcán lascar, andes centrales del norte de chile.
- Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B*, pages 641–712. Society of Exploration Geophysicists.
- Wiese, H. (1962). Geomagnetische tiefentellurik teil ii: die streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen variationen. *Geofisica pura e applicata*, 52(1):83–103.
- Williams, C. A. and Wadge, G. (1998). The effects of topography on magma chamber deformation models: Application to mt. etna and radar interferometry. *Geophysical Research*

*Letters*, 25(10):1549–1552.

Wooster, M. J. (2001). Long-term infrared surveillance of Iascar volcano: Contrasting activity cycles and cooling pyroclastics. *Geophysical Research Letters*, 28(5):847–850.

Zobin, V. M. (2012). *Introduction to volcanic seismology*, volume 6. Elsevier.

# Apéndice A

## Actividad Histórica registrada del Volcán Láscar

Start Date	Stop Date	VEI	Evidence
2015 Oct 30	2017 Apr 2 1 days	2	Historical Observations
2013 Apr 2	2013 Nov 20	1	Historical Observations
2006 Apr 18	2007 Jul 18 (?)	3	Historical Observations
2005 May 4	2005 May 4	3	Historical Observations
2002 Oct 26	2002 Oct 27	2	Historical Observations
2000 Jul 20	2001 Jan 18 (?)	2	Historical Observations
1996 Oct 18	1996 Oct 18	2	Historical Observations
1994 Nov 13	1995 Jul 20	2	Historical Observations
1994 Jul 20	1994 Jul 26	2	Historical Observations
1993 Dec 17	1994 Feb 27	2	Historical Observations
1993 Jan 30	1993 Aug 16 15 days	4	Historical Observations
1991 Oct 21	1992 May 23 (?)	2	Historical Observations
1990 Nov 24	1990 Nov 24	1	Historical Observations
1987 Nov 16 (in or before) 15 days	1990 Apr 6	3	Historical Observations
1986 Sep 14	1986 Sep 16	3	Historical Observations
1984 Dec 16 15 days	1985 Jul 16 15 days	0	Historical Observations
1969 May 16	Unknown	1	Historical Observations
1959 Nov 16 15 days	1968 Jan 31 (in or after)	2	Historical Observations
1954 Jun 16 15 days	1954 Jul 16 15 days	2	Historical Observations
1951 Nov 16 15 days	1952 Feb 19	2	Historical Observations
1940	Unknown	2	Historical Observations
1933 Oct 9	1933 Dec	2	Historical Observations
1902	Unknown	2	Historical Observations
1898	1900 (?)	2	Historical Observations
1883	1885	2	Historical Observations
1875	Unknown	2	Historical Observations
1858 Apr	1858 Dec	2	Historical Observations
1854 Jan 20	1854 Jan 30	1	Historical Observations
1848	Unknown	2	Historical Observations
5150 BCE 1250 years	Unknown	0	Surface Exposure
7250 BCE (?)	Unknown		Radiocarbon (uncorrected)



# Apéndice B

## Curvas de Resistividad Aparente estaciones de MT

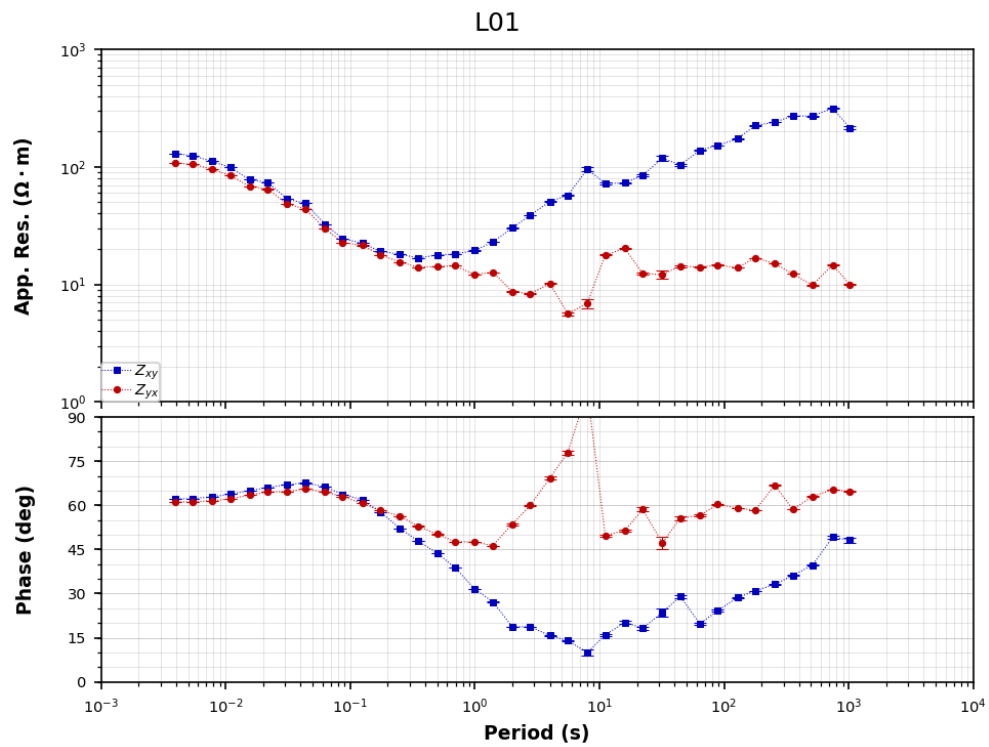


Figura B.1: Curva de resistividad aparente estación LA01

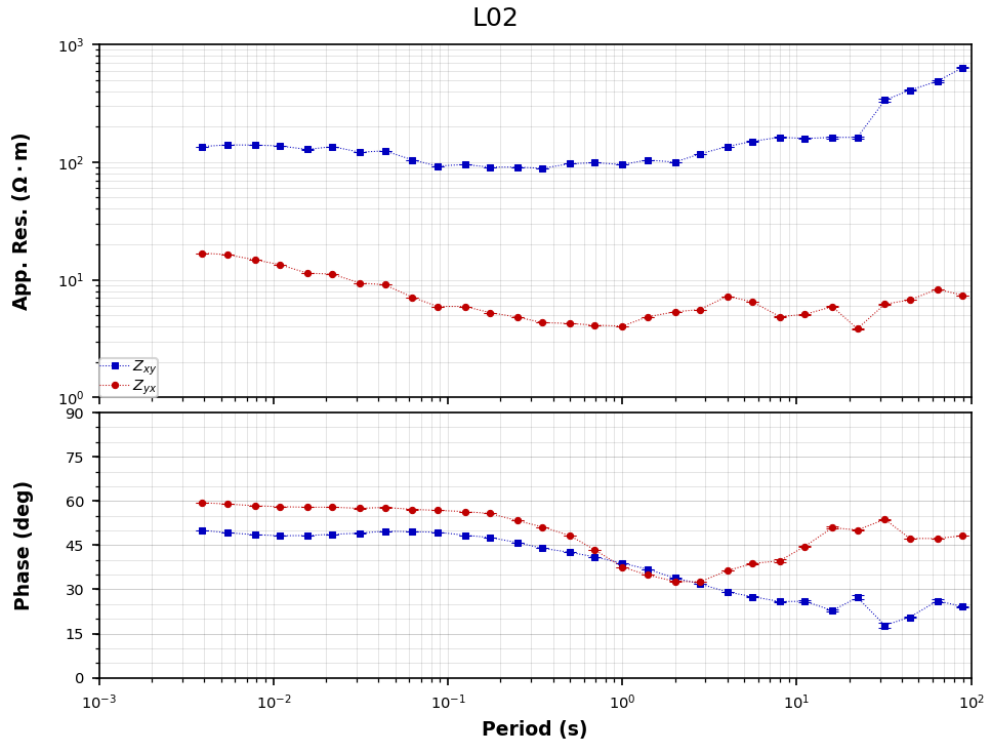


Figura B.2: Curva de resistividad aparente estación LA02

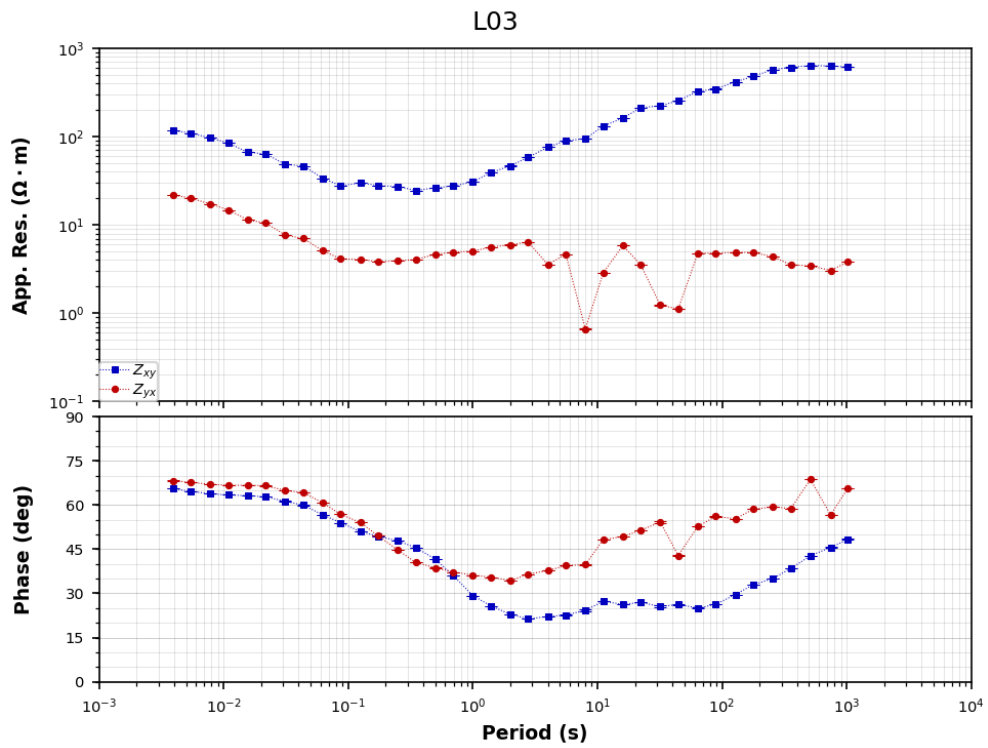


Figura B.3: Curva de resistividad aparente estación LA03

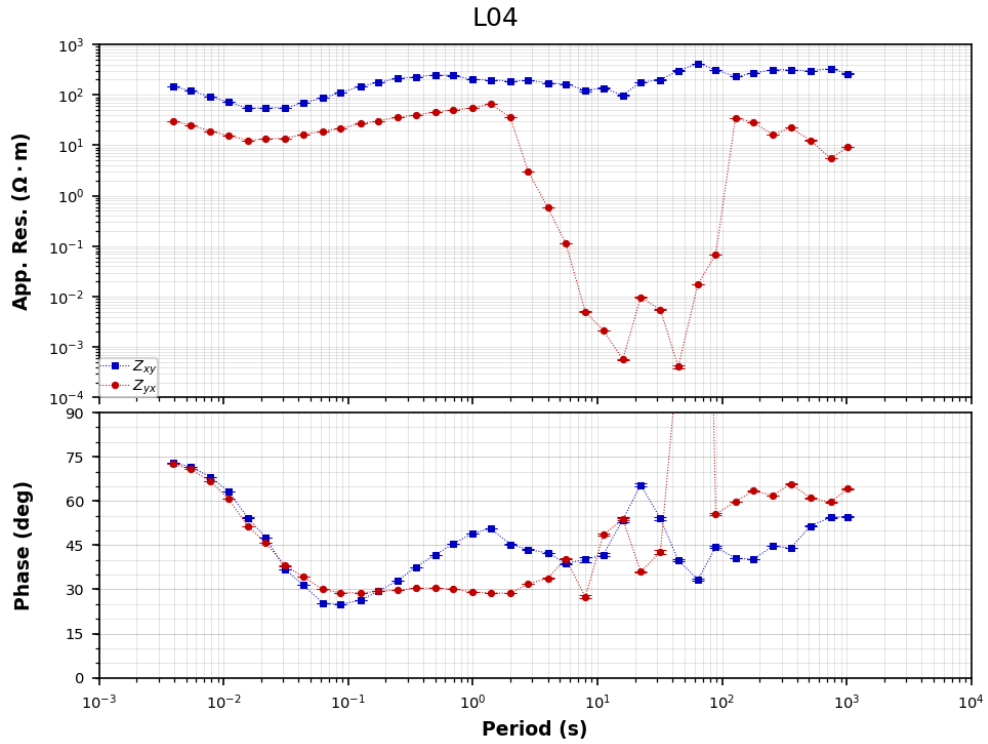


Figura B.4: Curva de resistividad aparente estación LA04

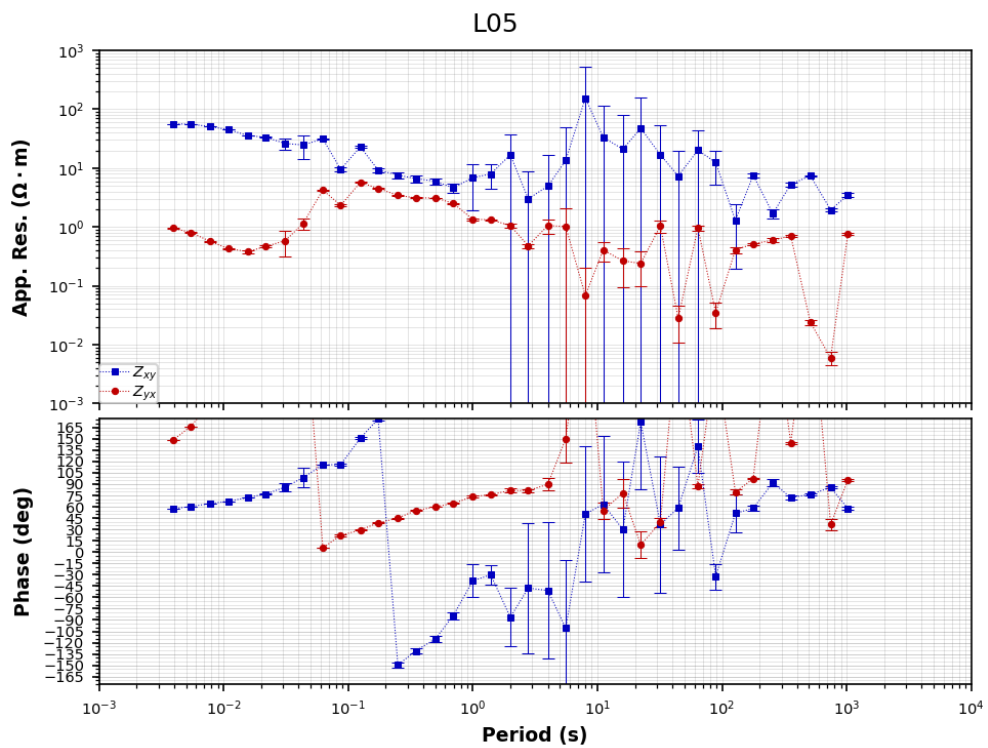


Figura B.5: Curva de resistividad aparente estación LA05

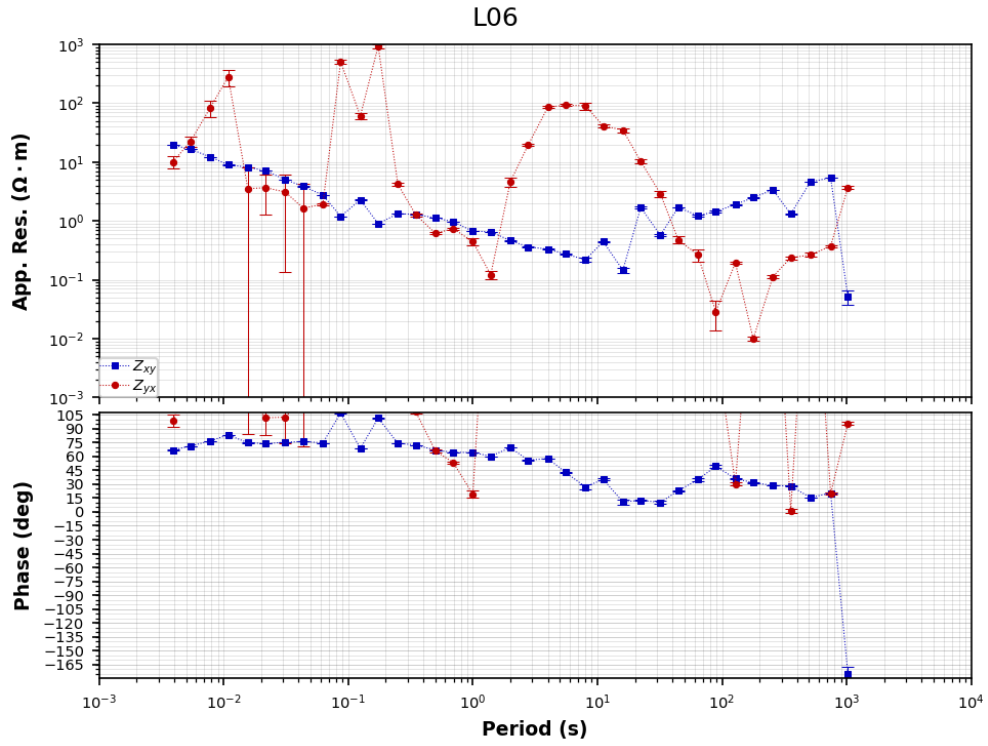


Figura B.6: Curva de resistividad aparente estación LA06

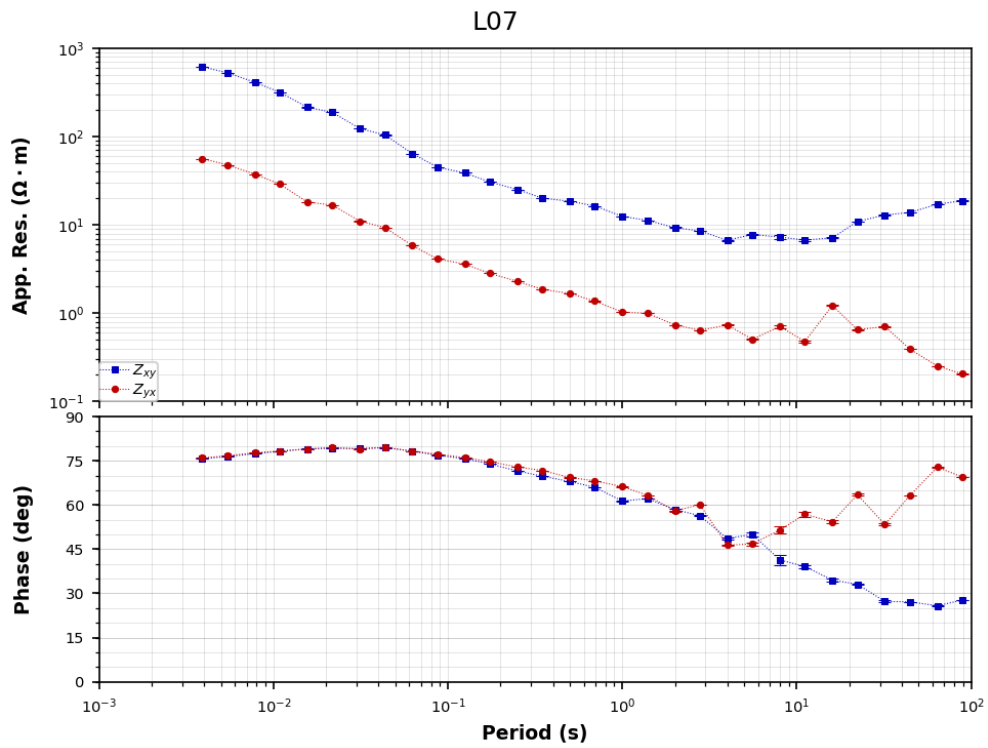


Figura B.7: Curva de resistividad aparente estación LA07

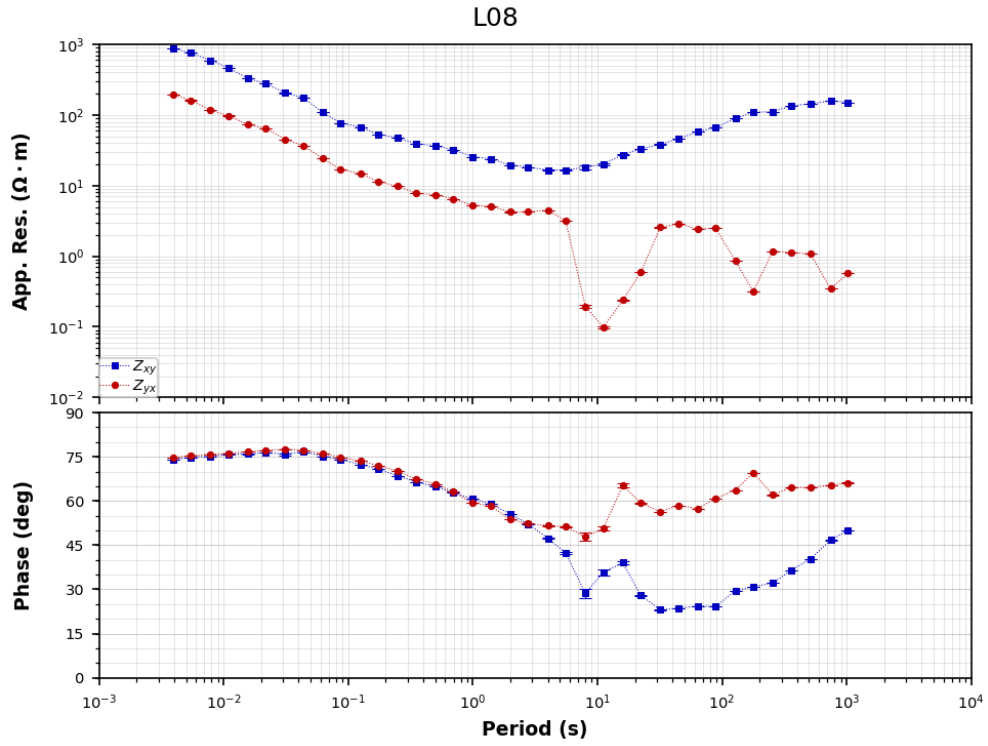


Figura B.8: Curva de resistividad aparente estación LA08

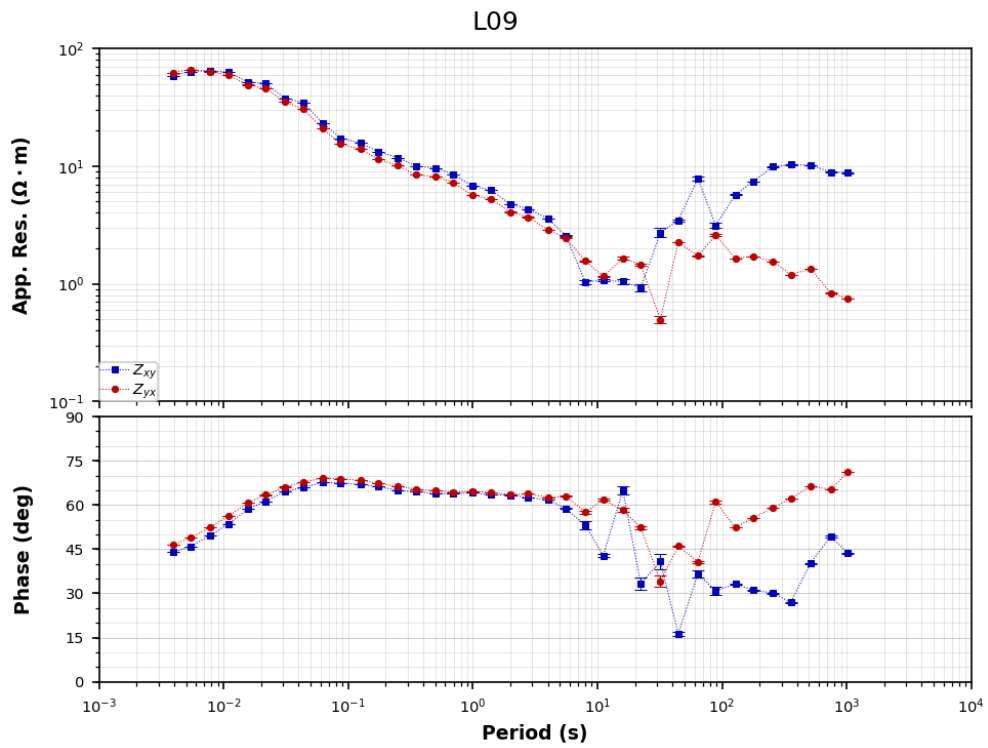


Figura B.9: Curva de resistividad aparente estación LA09

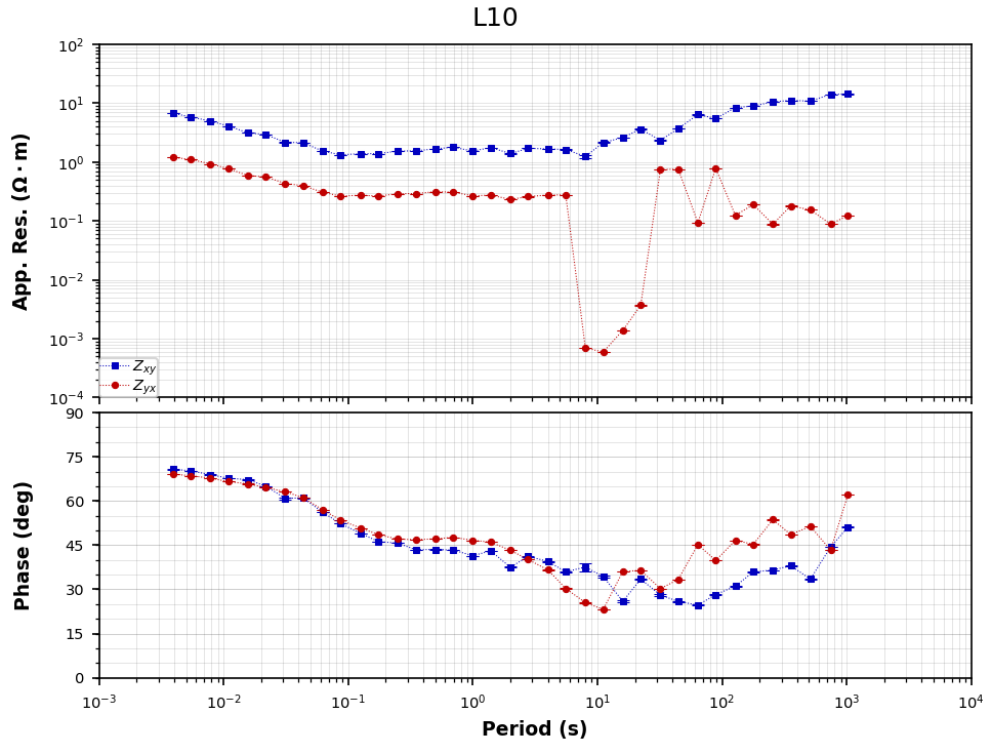


Figura B.10: Curva de resistividad aparente estación LA10

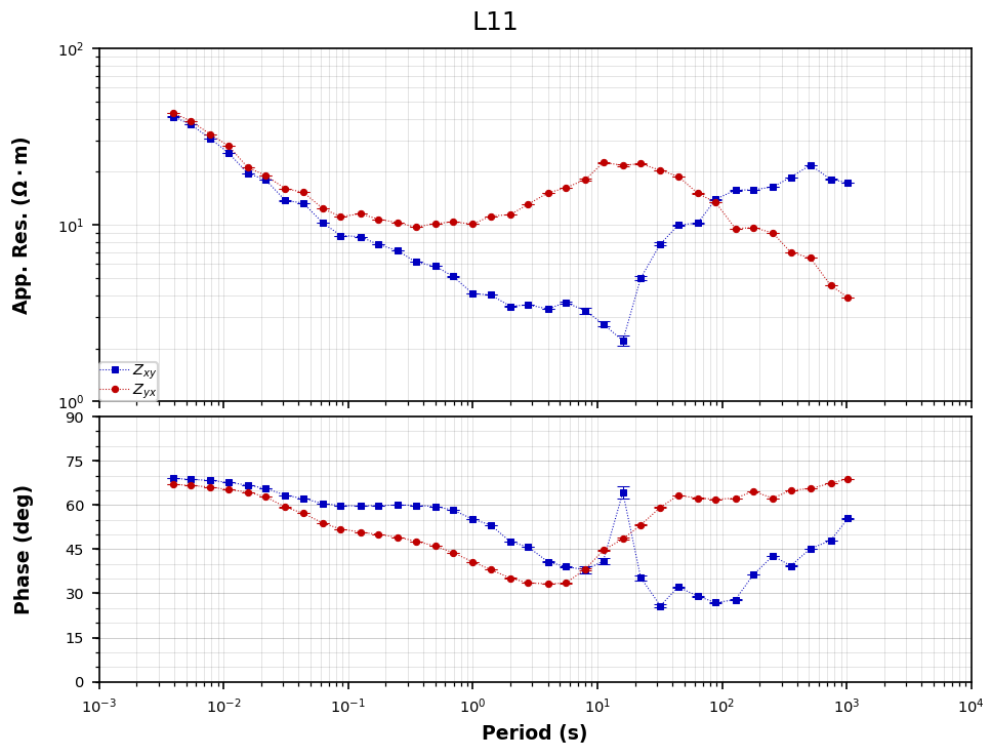


Figura B.11: Curva de resistividad aparente estación LA11

L12

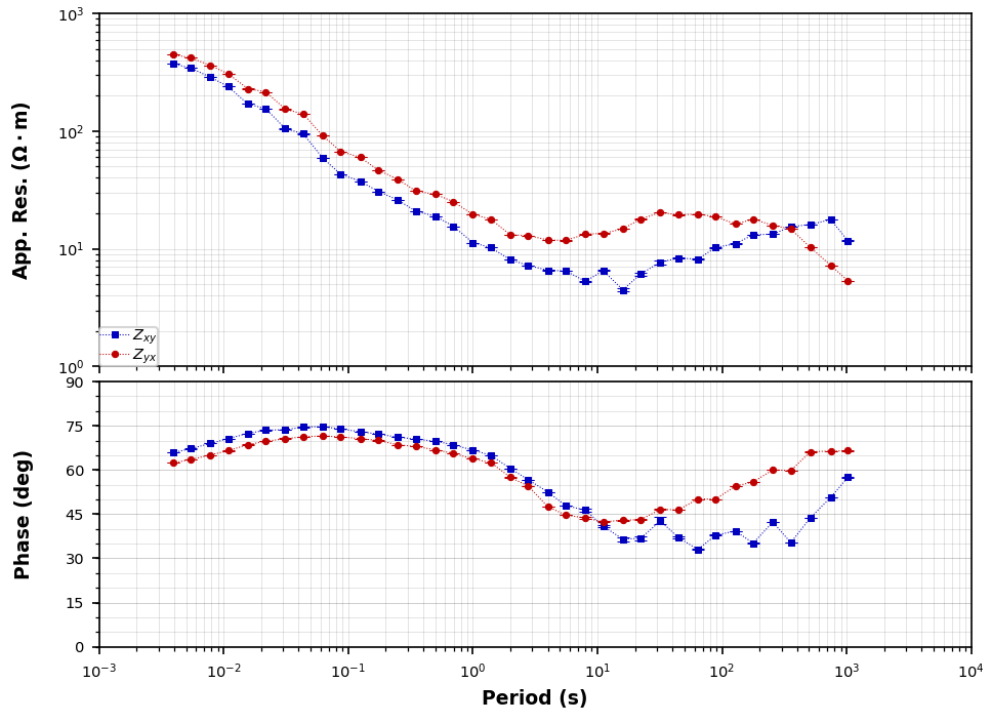


Figura B.12: Curva de resistividad aparente estación LA12

L13

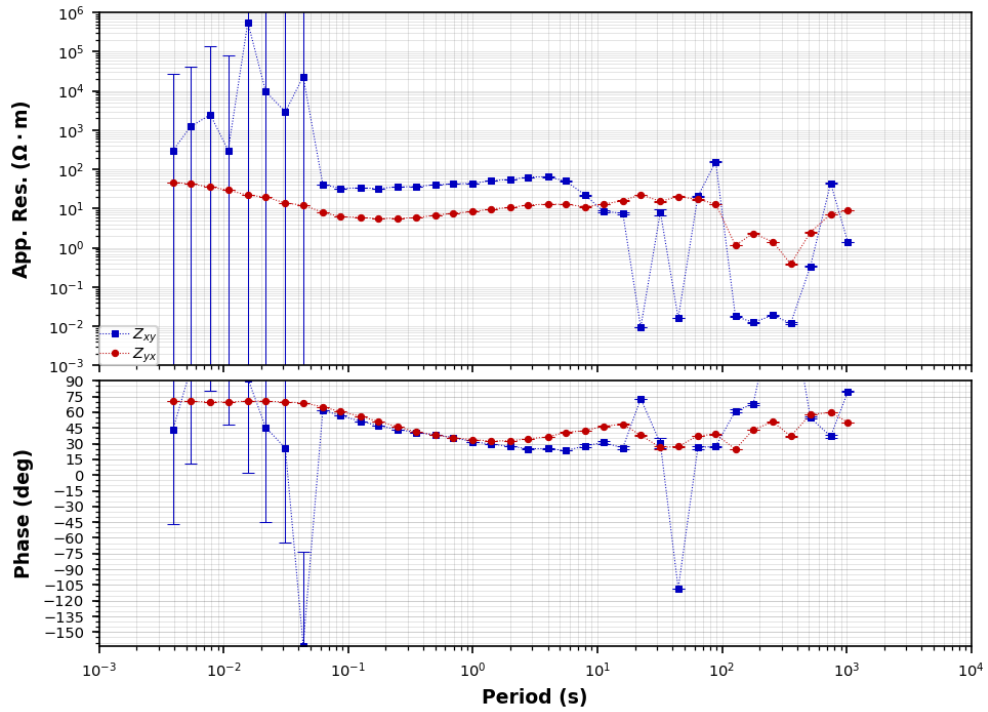


Figura B.13: Curva de resistividad aparente estación LA13

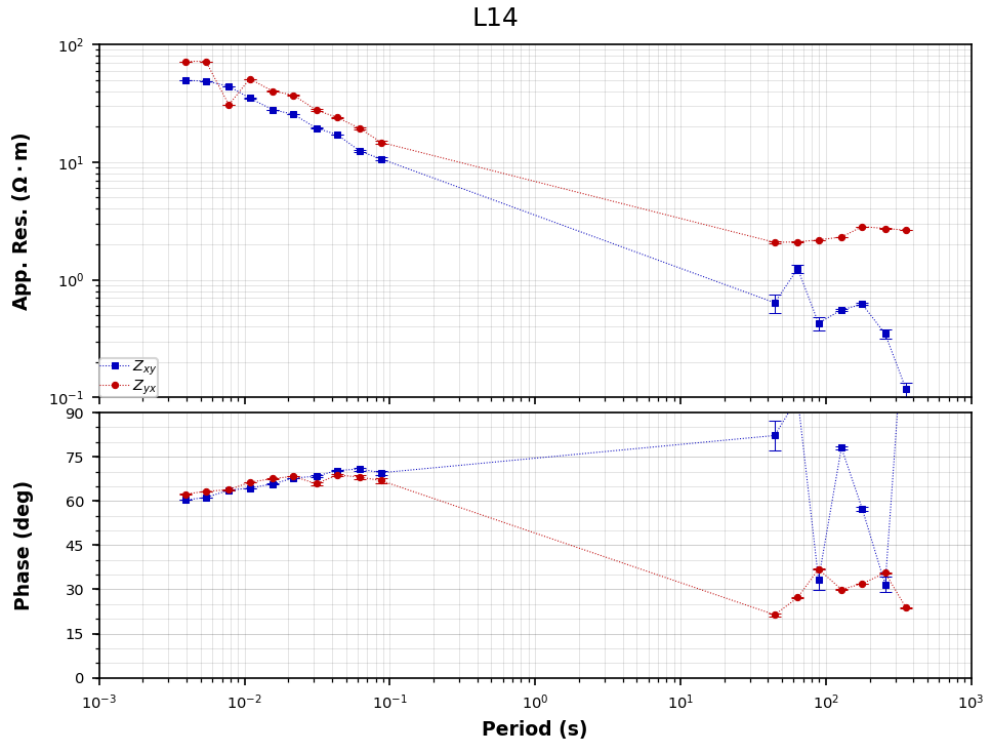


Figura B.14: Curva de resistividad aparente estación LA14

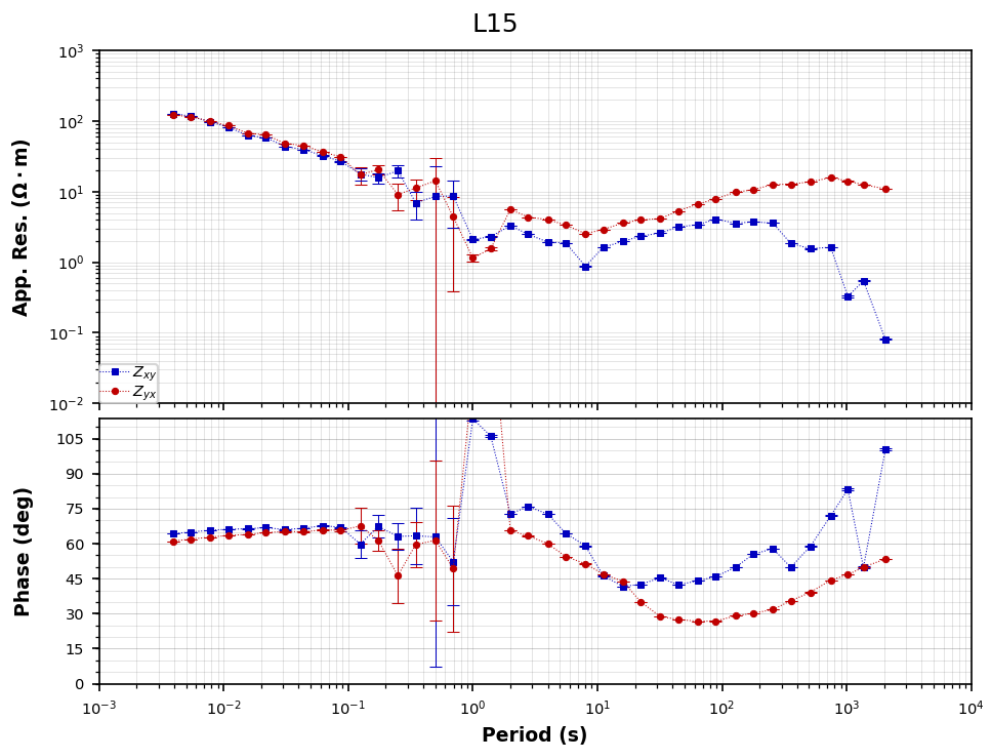


Figura B.15: Curva de resistividad aparente estación LA15



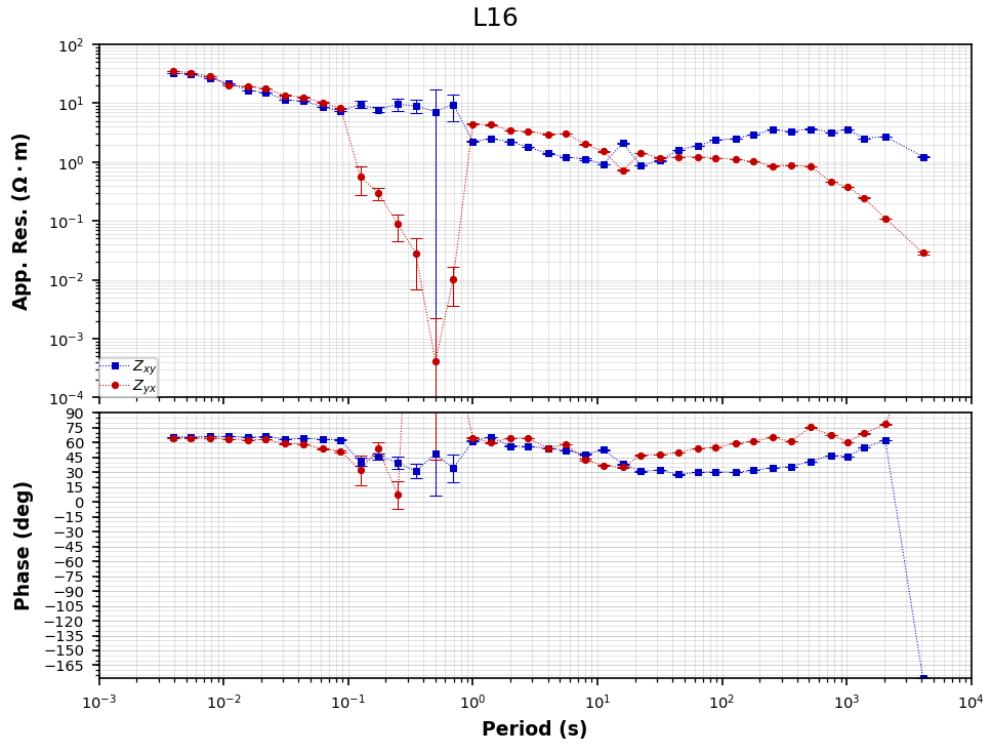


Figura B.16: Curva de resistividad aparente estación LA16

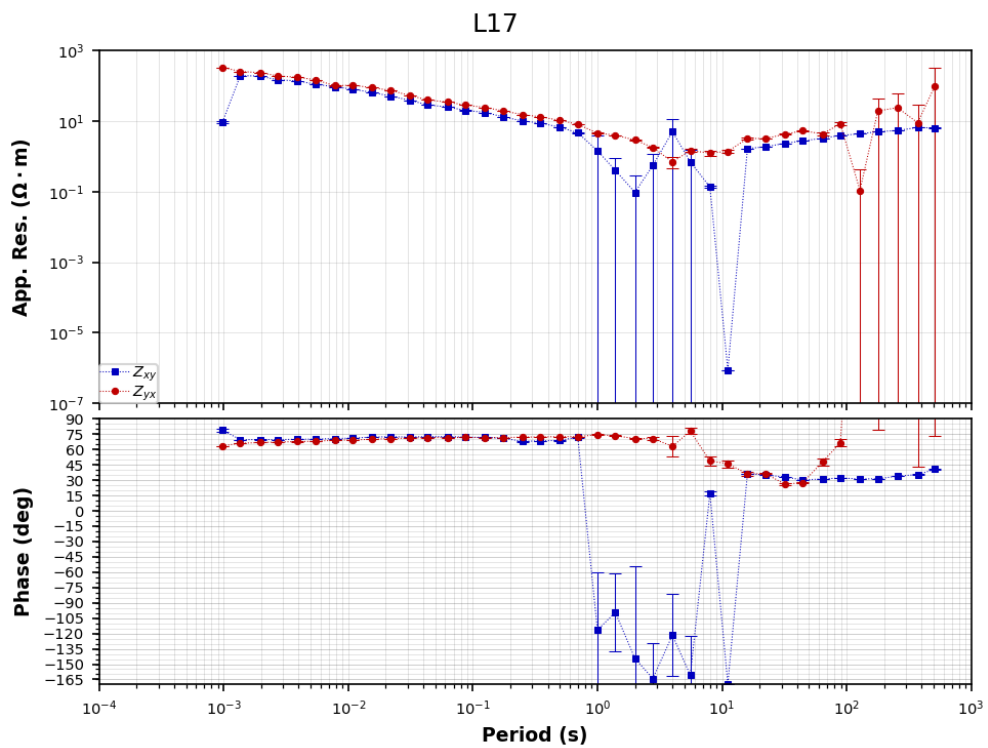


Figura B.17: Curva de resistividad aparente estación LA17

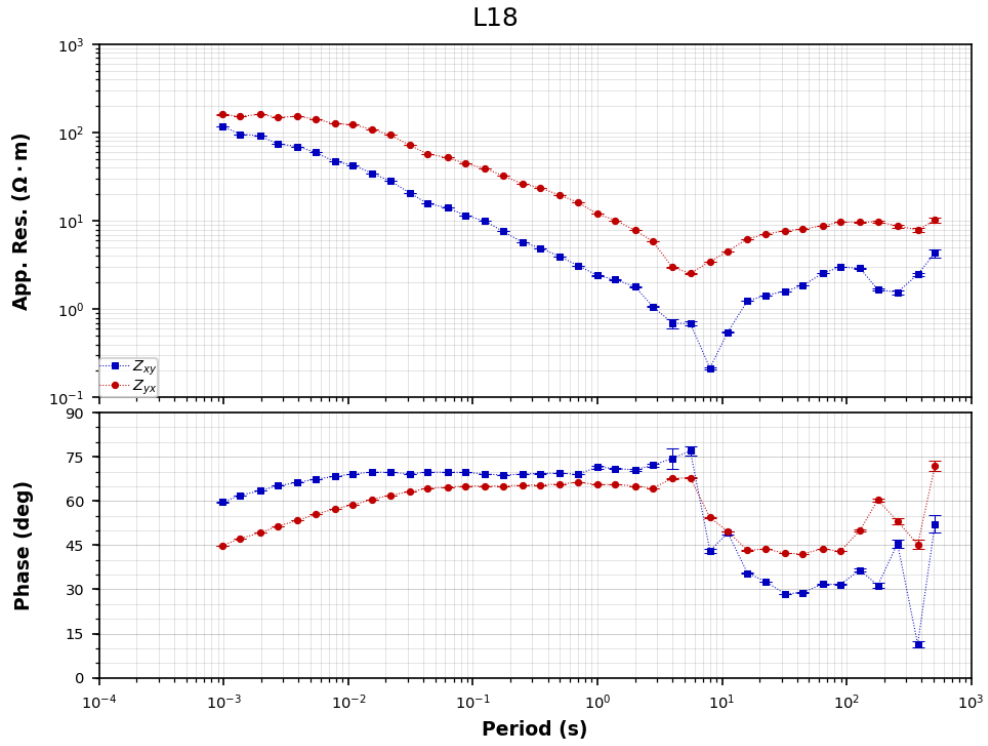


Figura B.18: Curva de resistividad aparente estación LA18

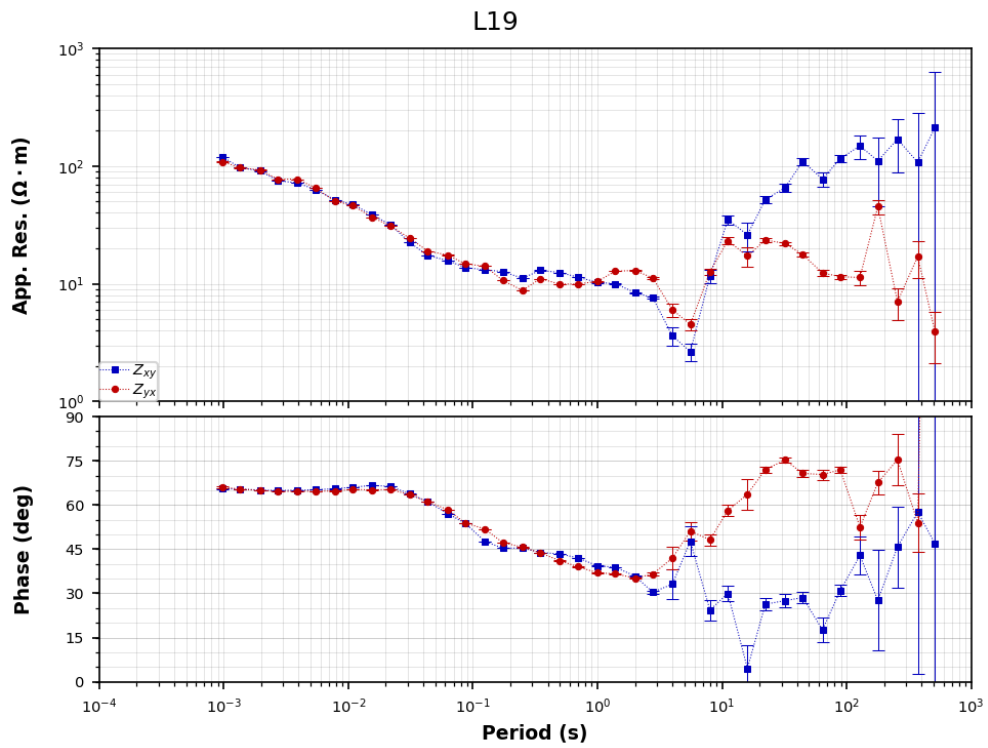


Figura B.19: Curva de resistividad aparente estación LA19

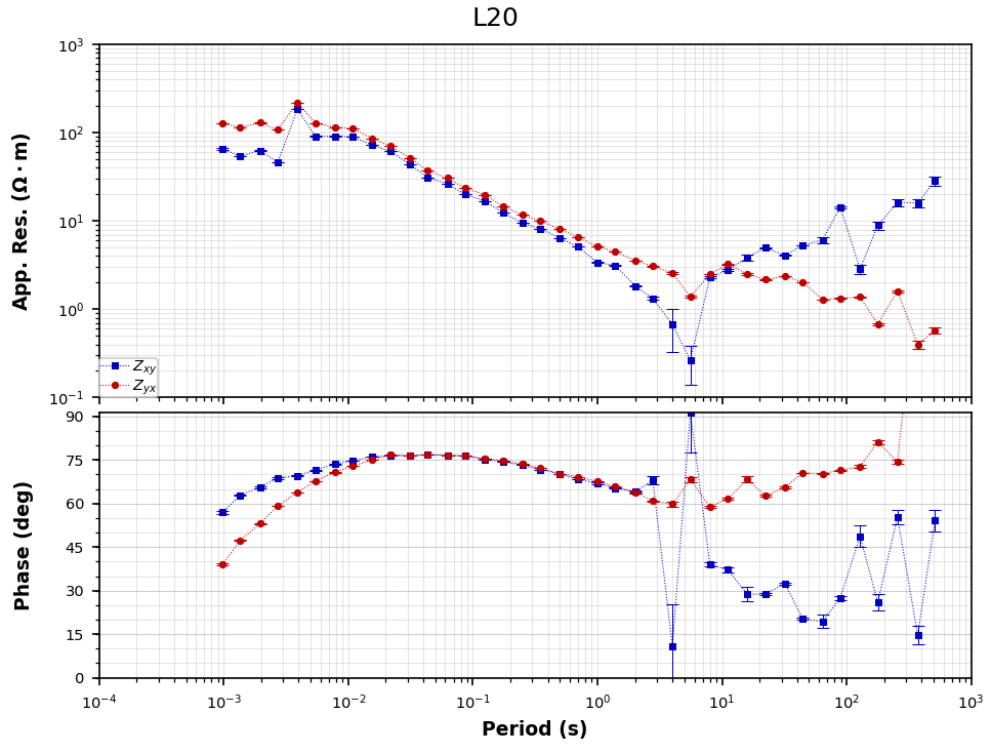


Figura B.20: Curva de resistividad aparente estación LA20

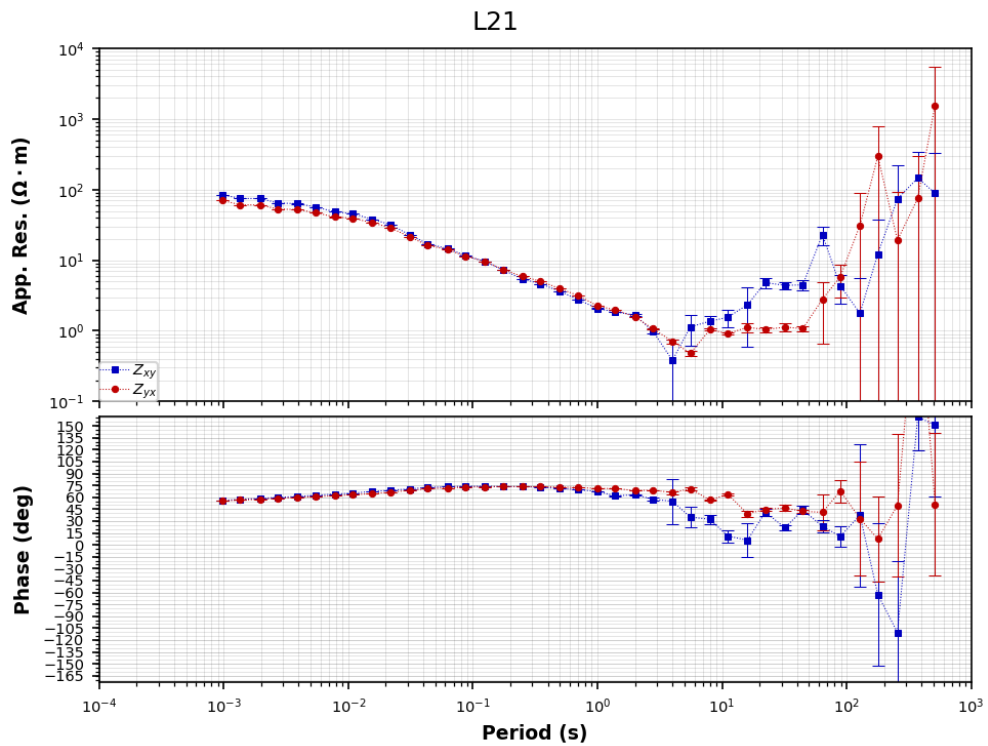


Figura B.21: Curva de resistividad aparente estación LA21

# Apéndice C

## Series de Tiempo Posicionales GPS con su Ajuste y Residual

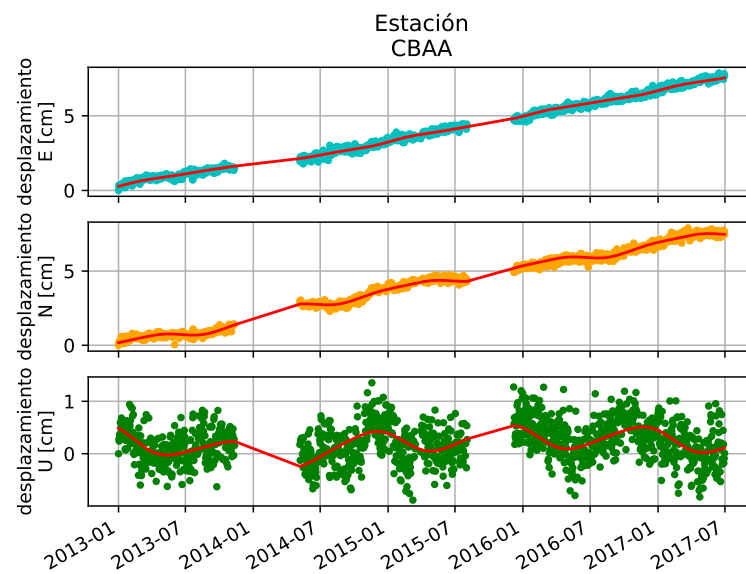


Figura C.1: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CBAA

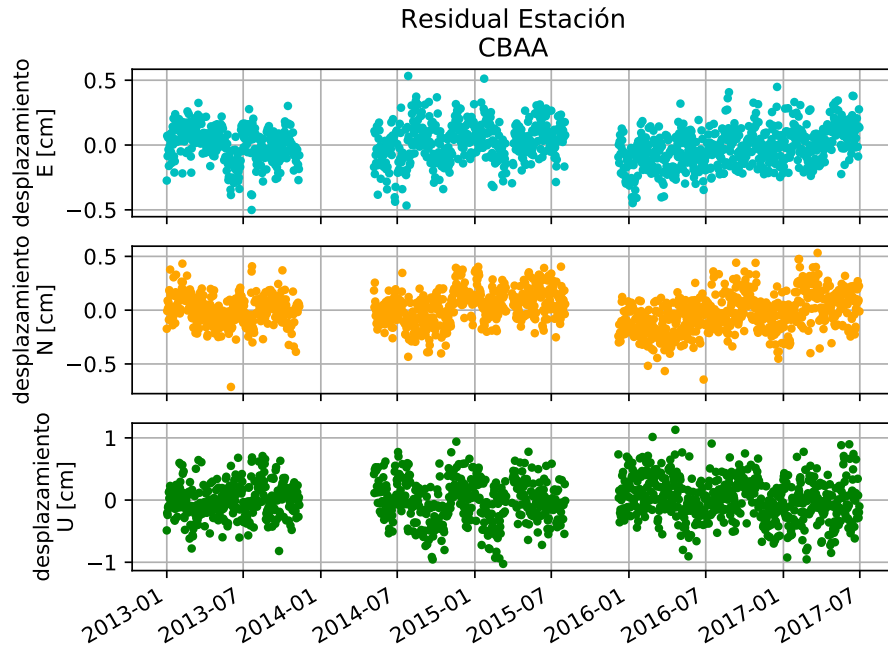


Figura C.2: Residual para estación CBAA

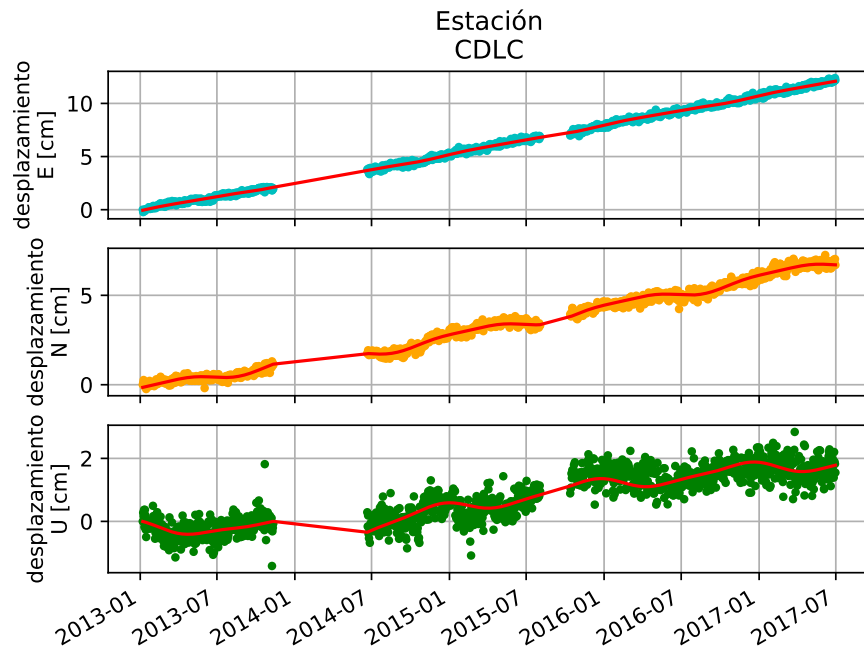


Figura C.3: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CDLC

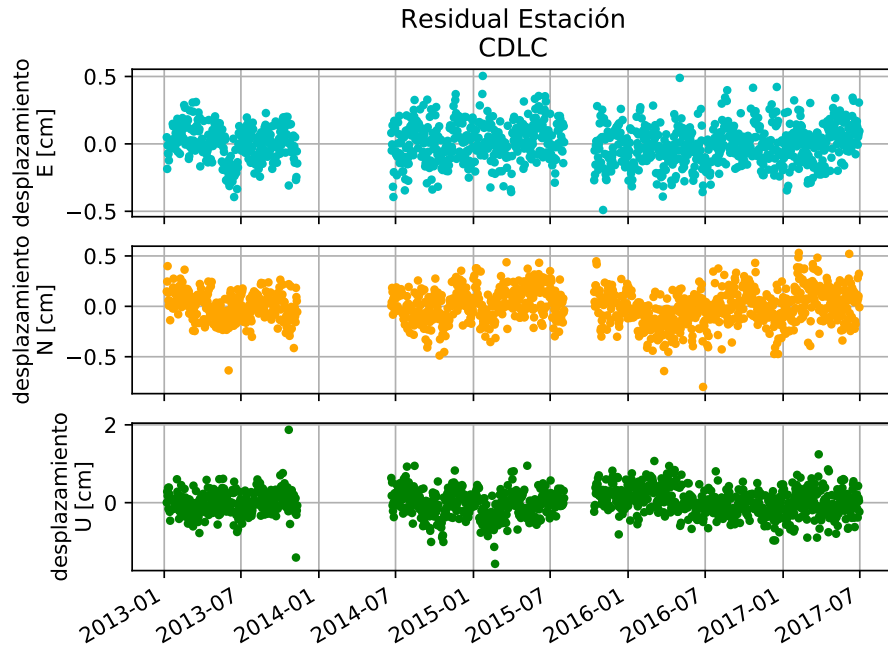


Figura C.4: Residual para estación CDLC

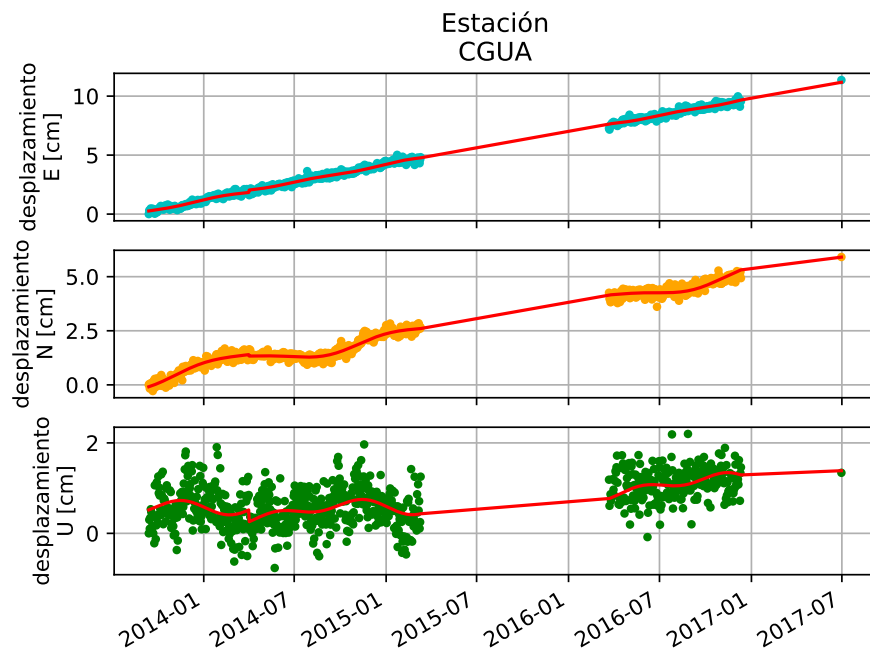


Figura C.5: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CGUA

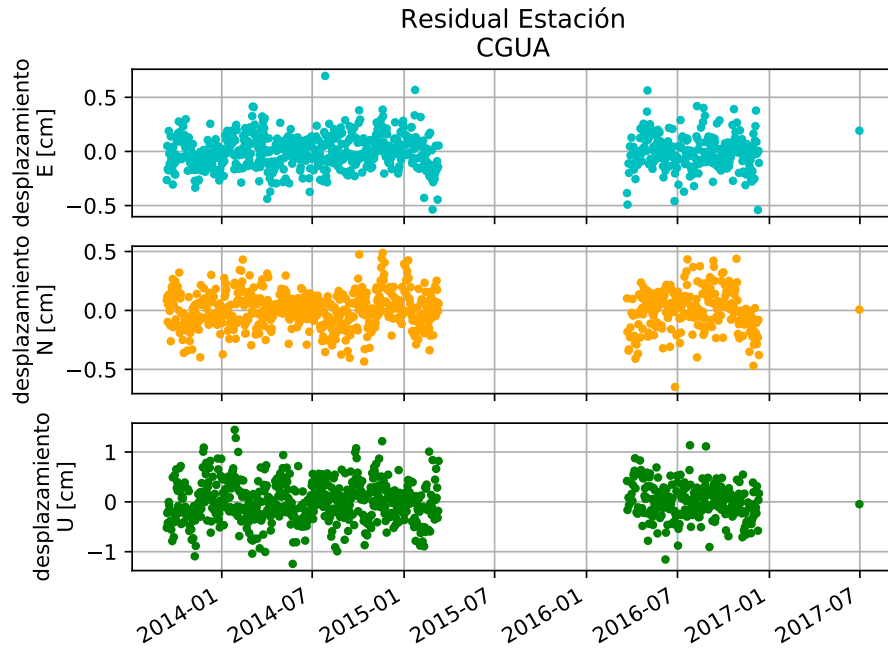


Figura C.6: Residual para estación CGUA

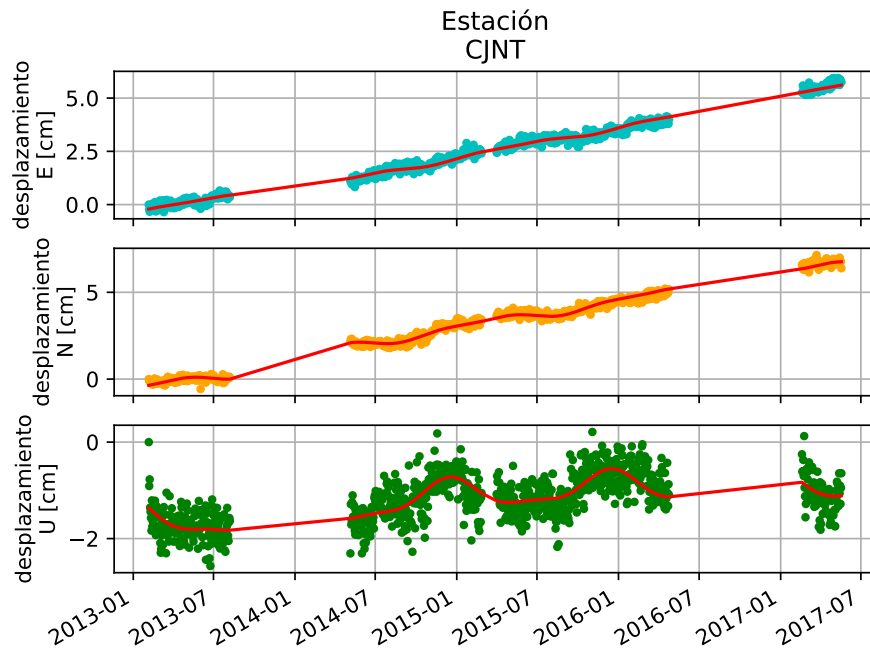


Figura C.7: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CJNT

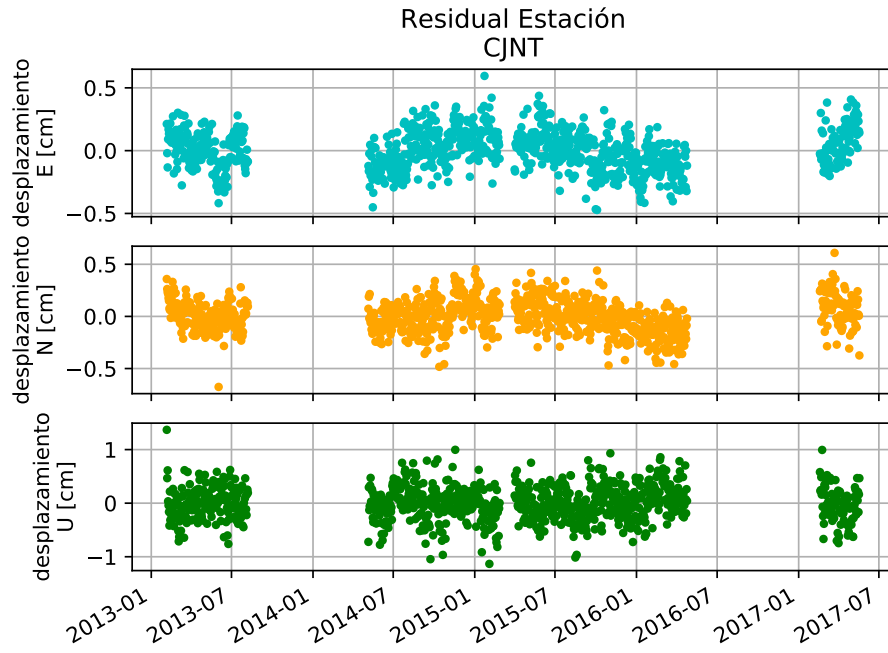


Figura C.8: Residual para estación CJNT

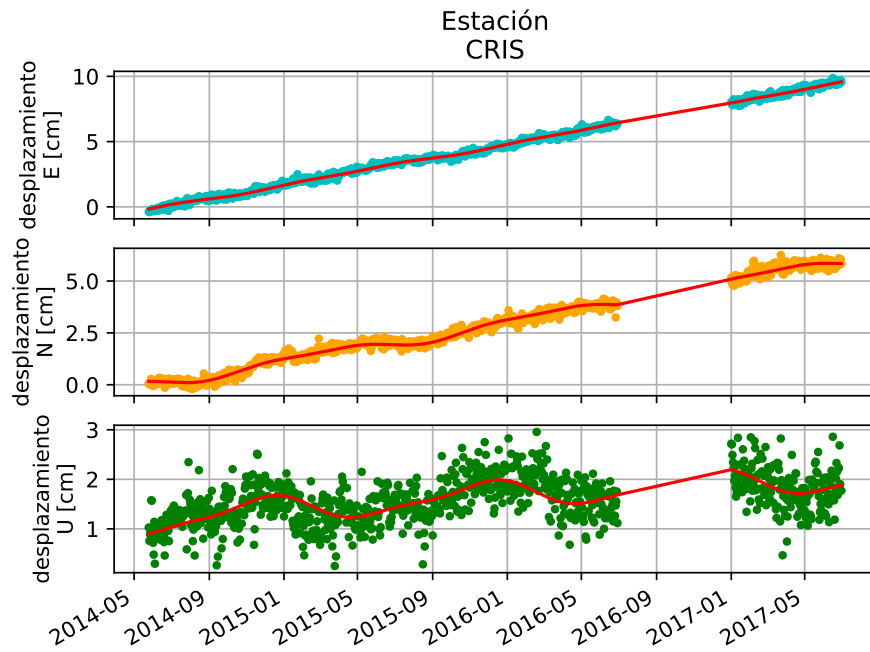


Figura C.9: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CRIS



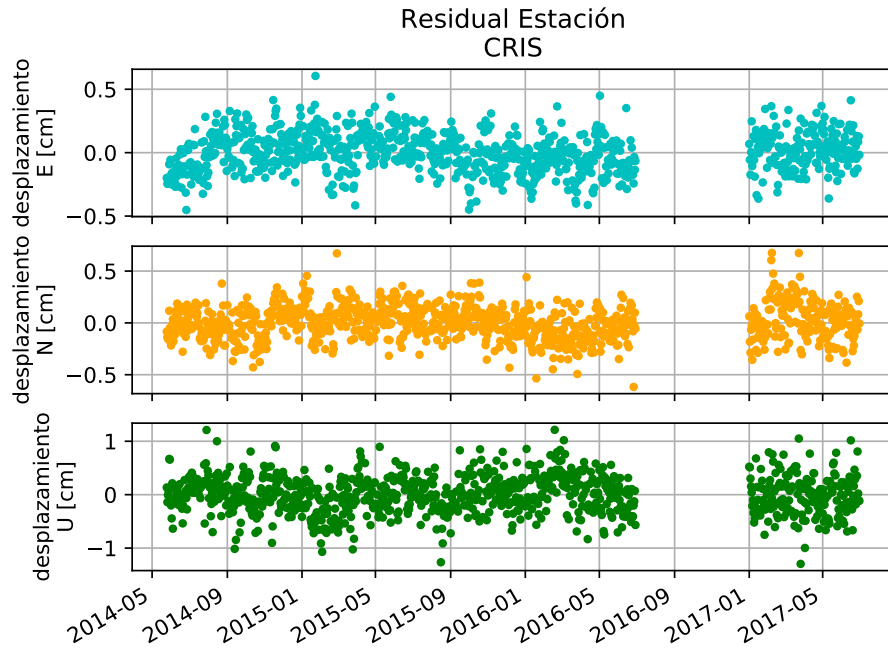


Figura C.10: Residual para estación CRIS

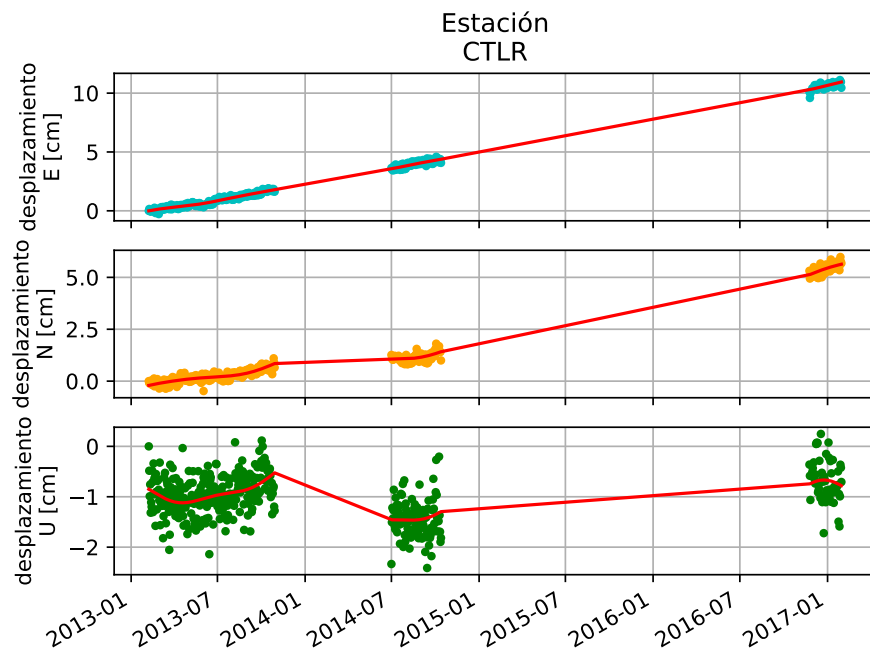


Figura C.11: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación CTLR

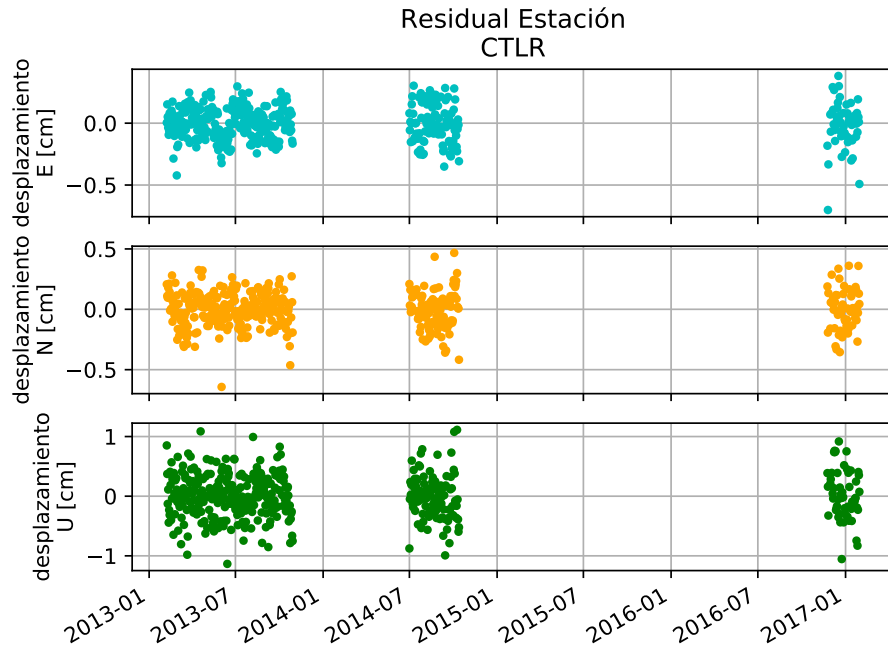


Figura C.12: Residual para estación CTLR

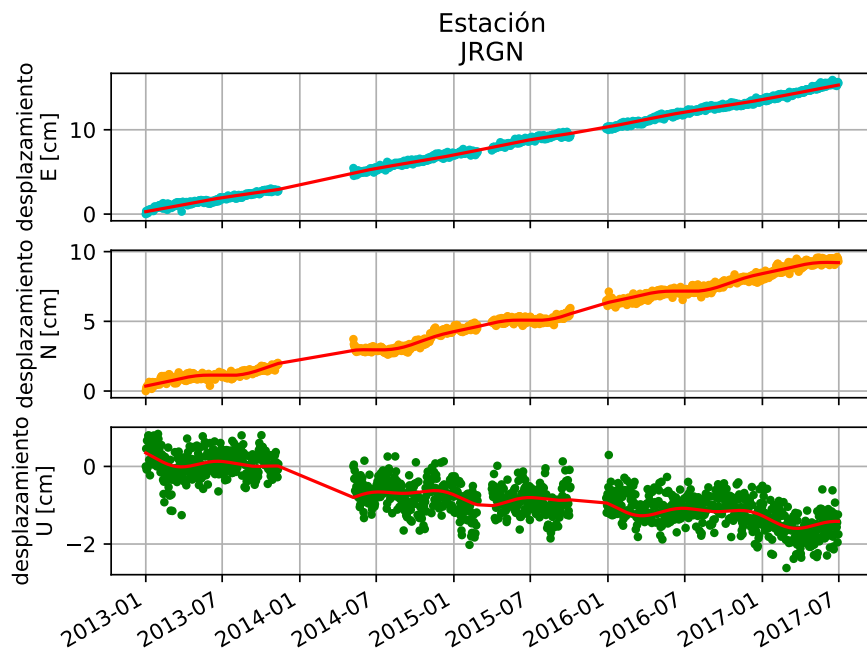


Figura C.13: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación JRGN

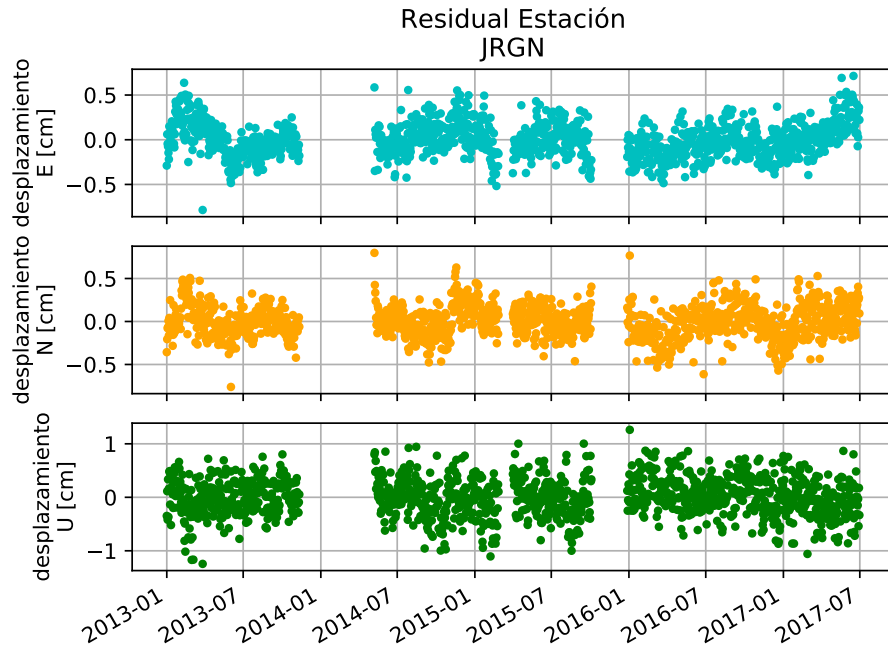


Figura C.14: Residual para estación JRGN

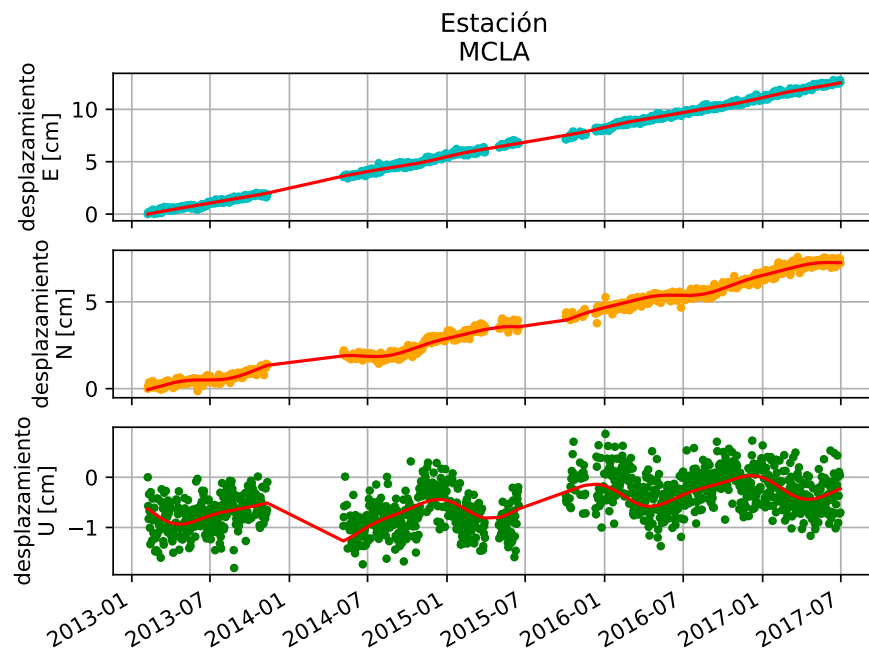


Figura C.15: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación MCLA

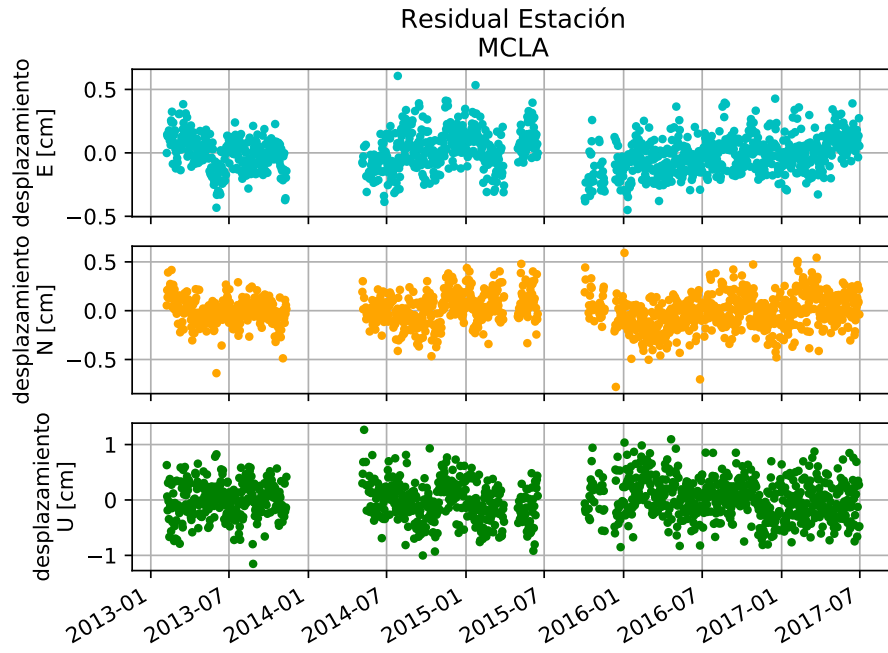


Figura C.16: Residual para estación MCLA

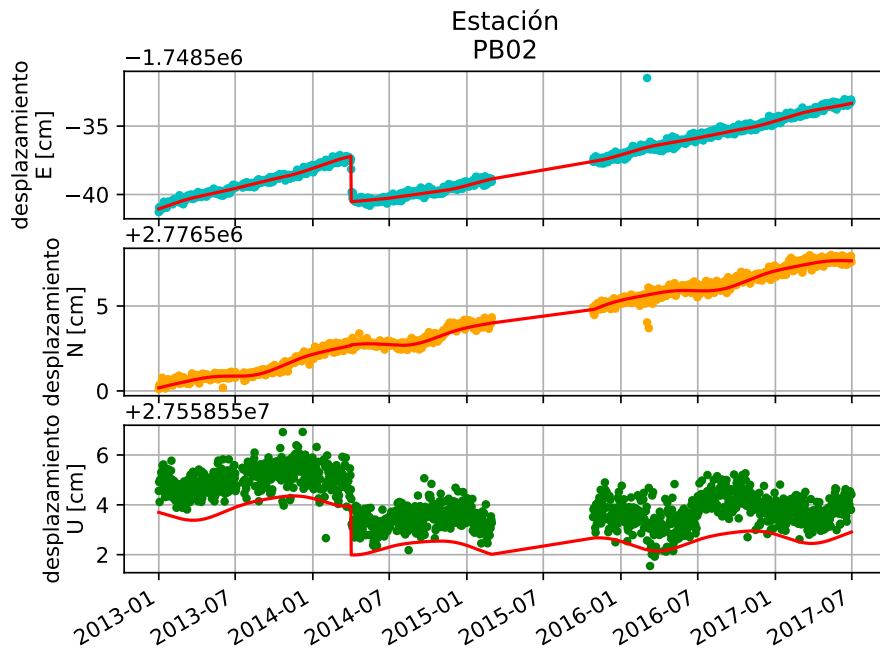


Figura C.17: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB02

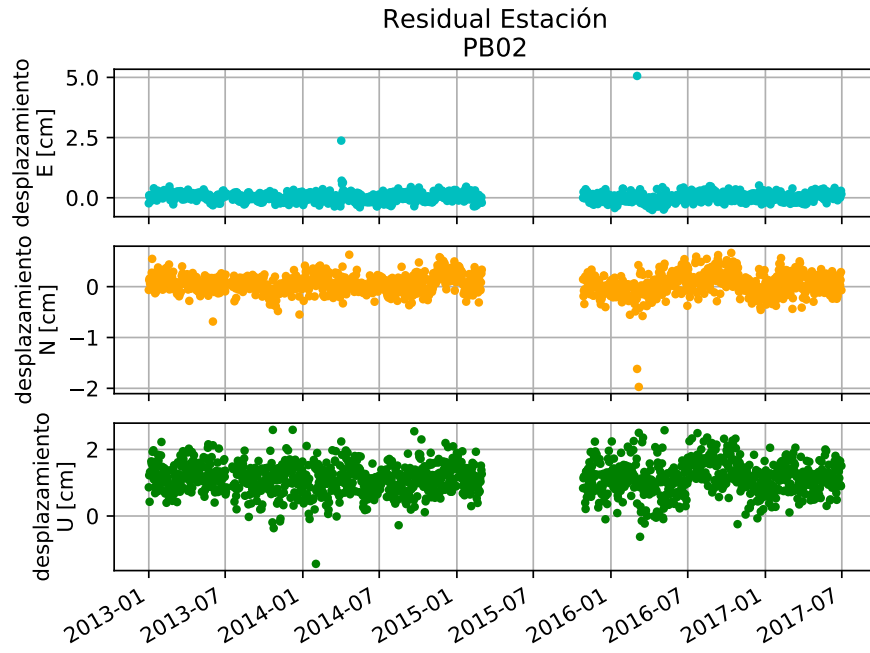


Figura C.18: Residual para estación PB02

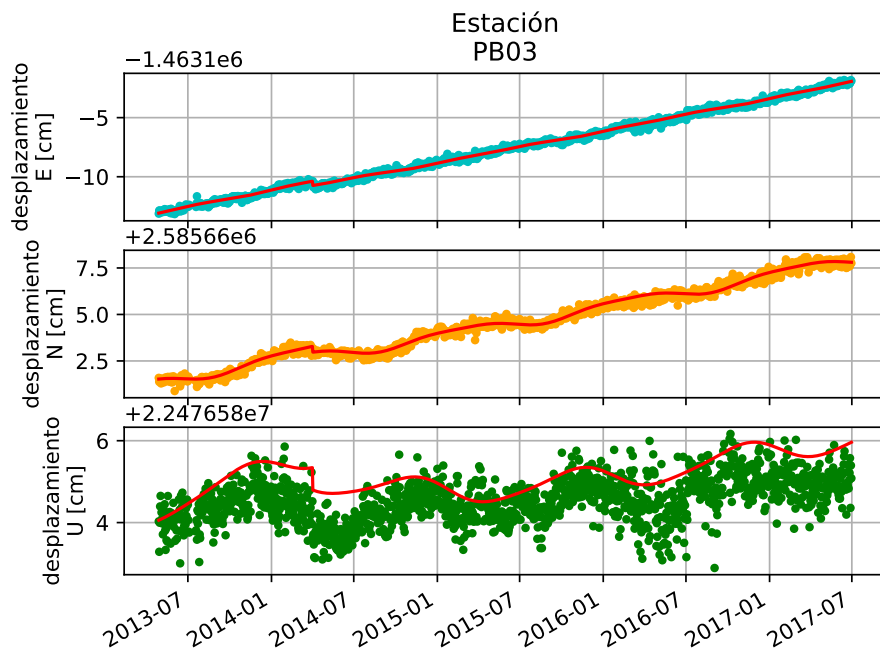


Figura C.19: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB03

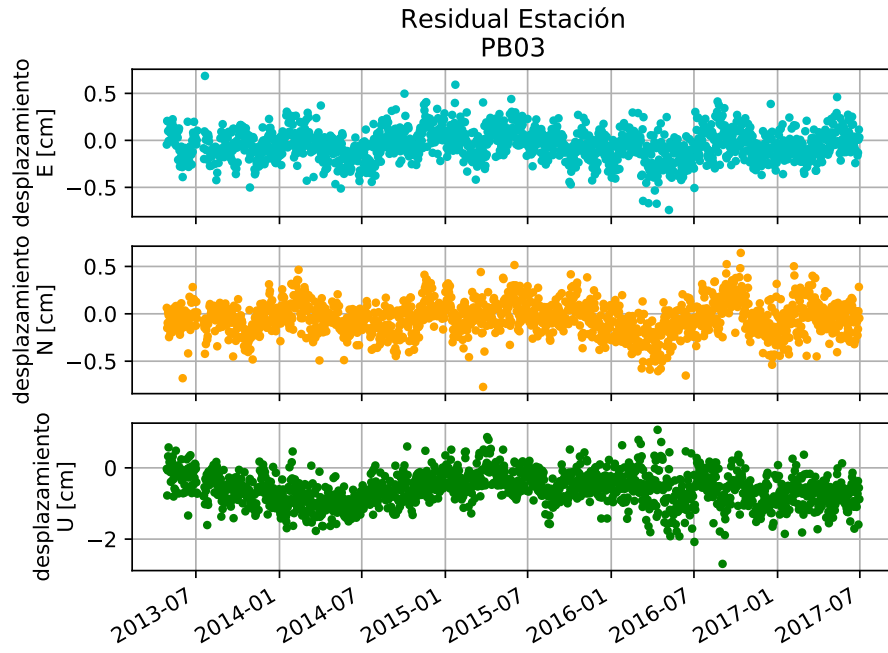


Figura C.20: Residual para estación PB03

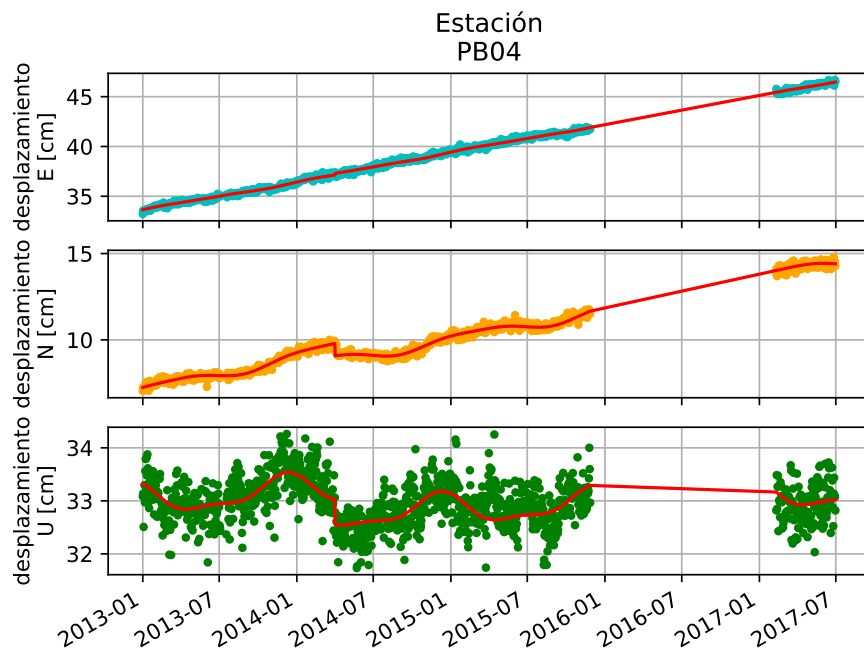


Figura C.21: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB04

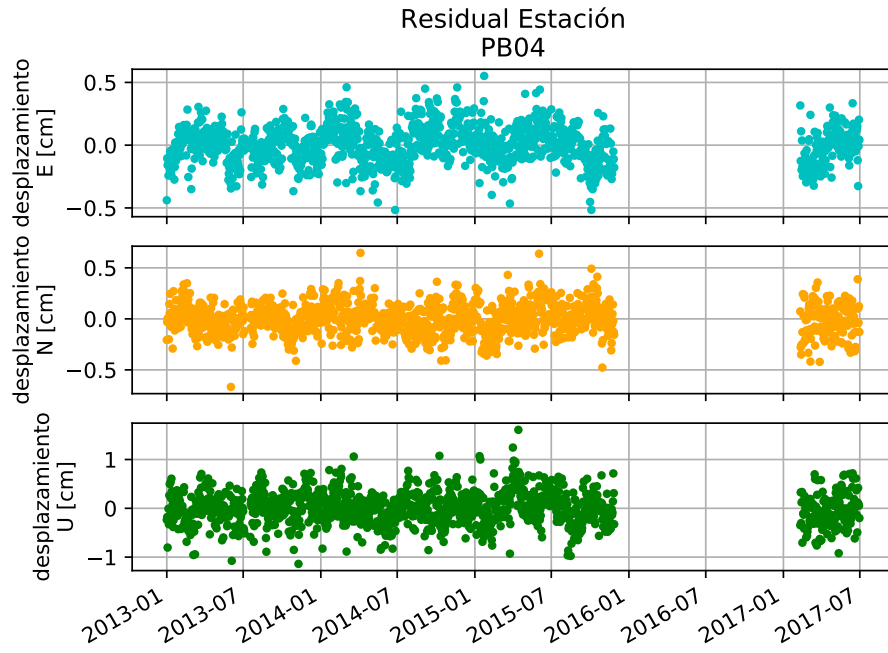


Figura C.22: Residual para estación PB04

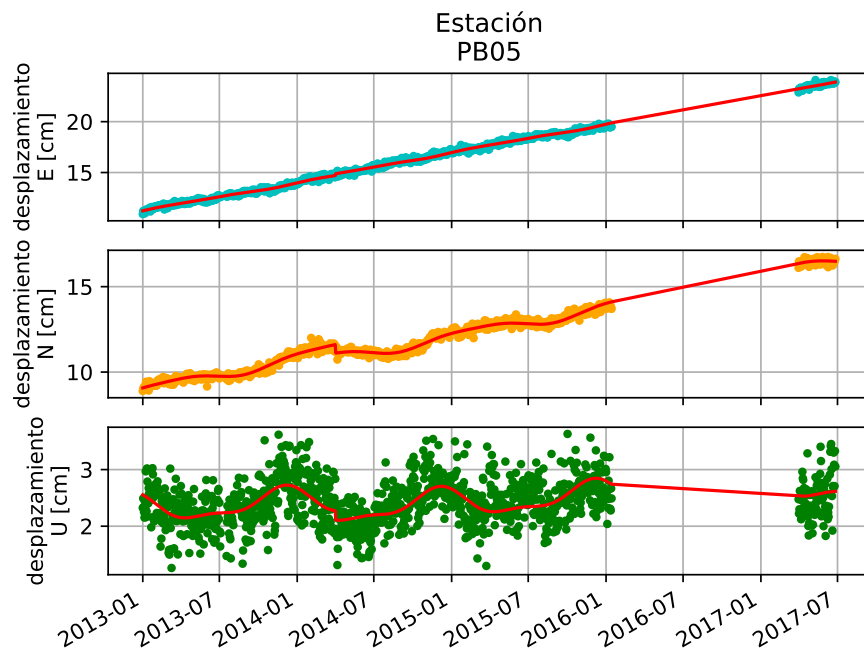


Figura C.23: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB05

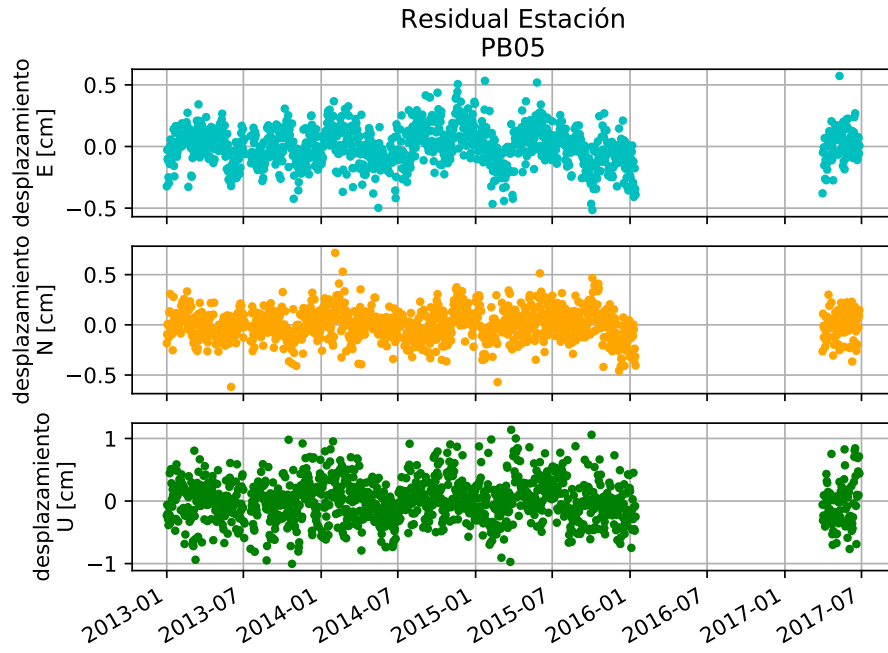


Figura C.24: Residual para estación PB05

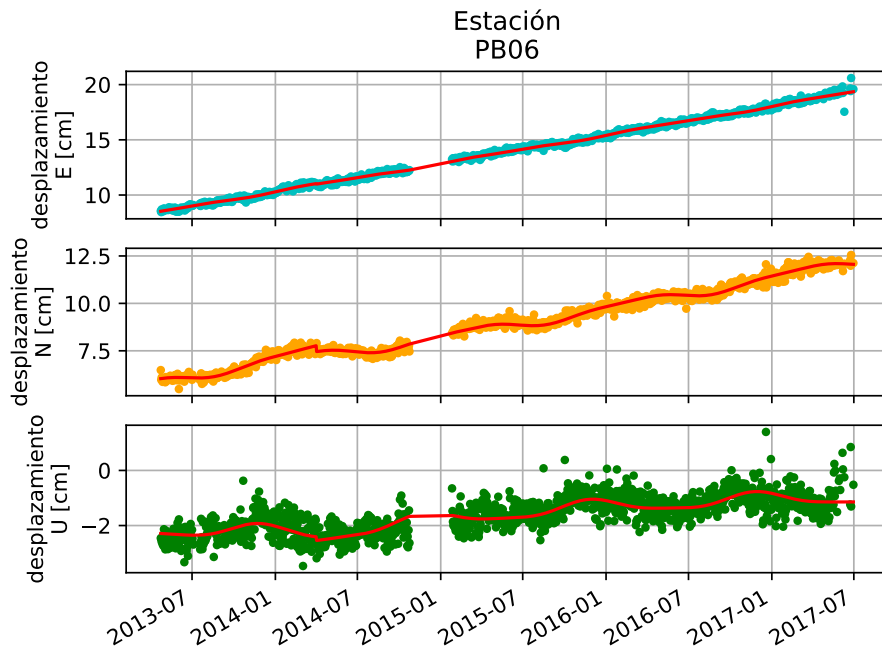


Figura C.25: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PB06



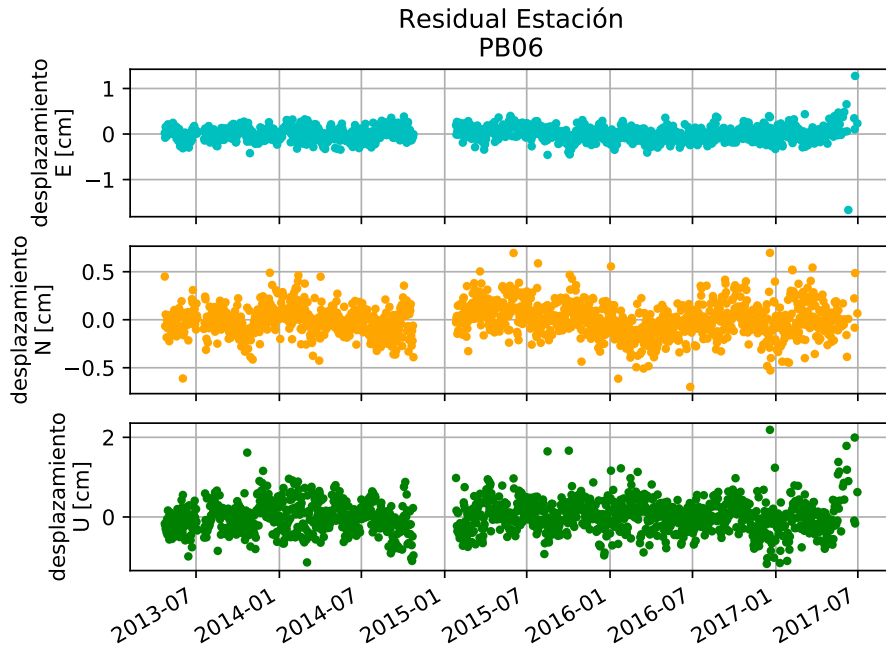


Figura C.26: Residual para estación PB06

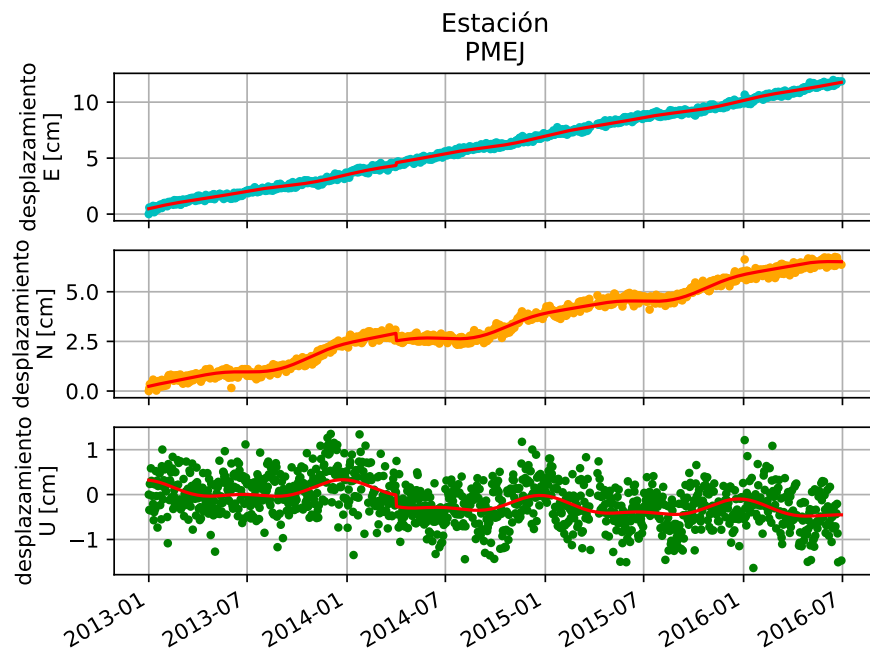


Figura C.27: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PMEJ

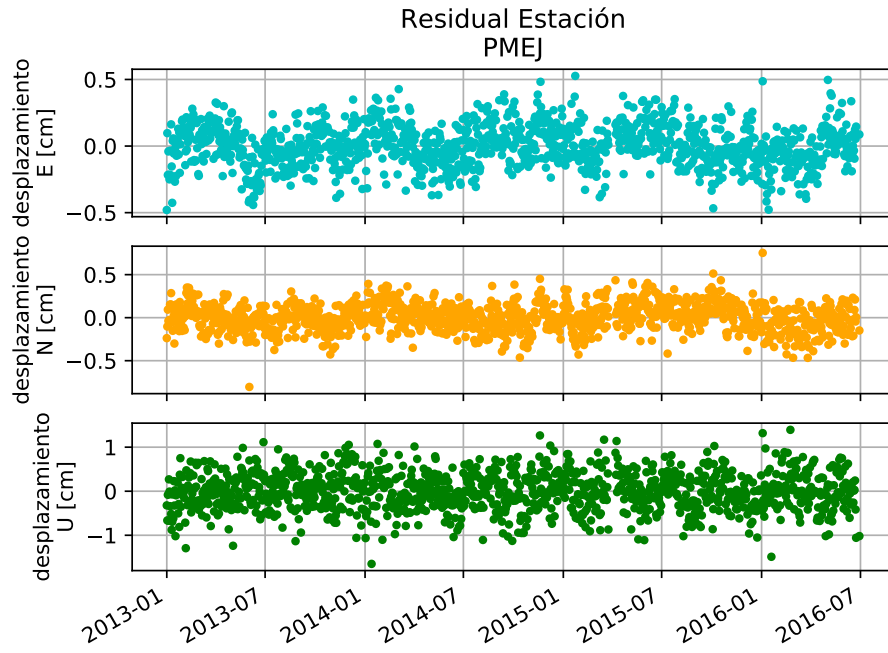


Figura C.28: Residual para estación PMEJ

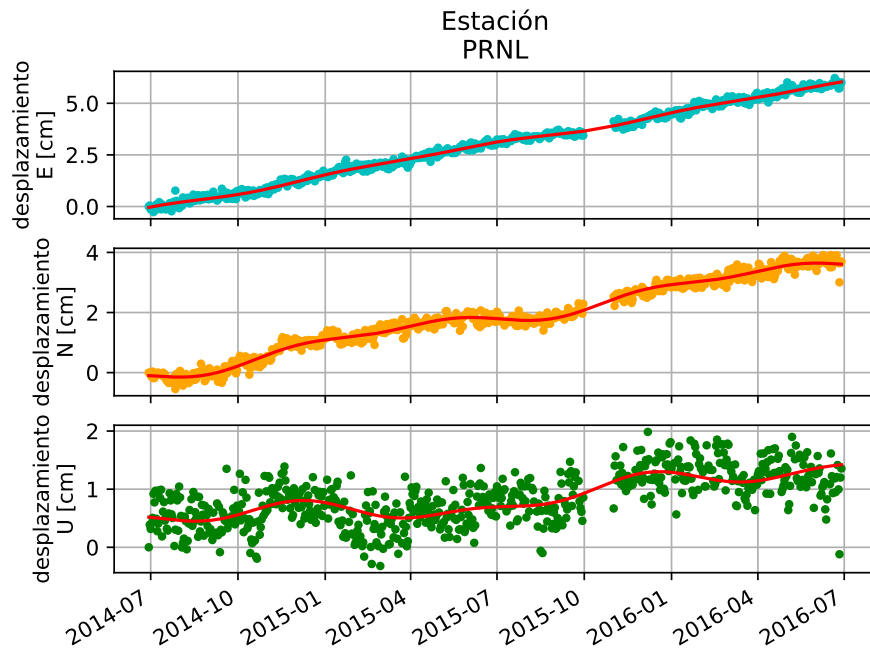


Figura C.29: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PRNL

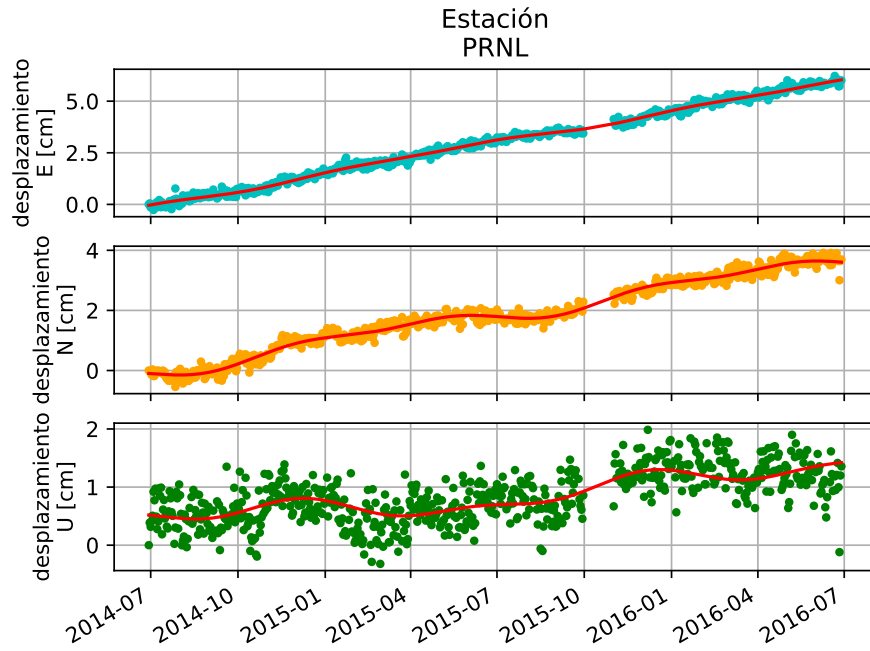


Figura C.30: Residual para estación PRNL

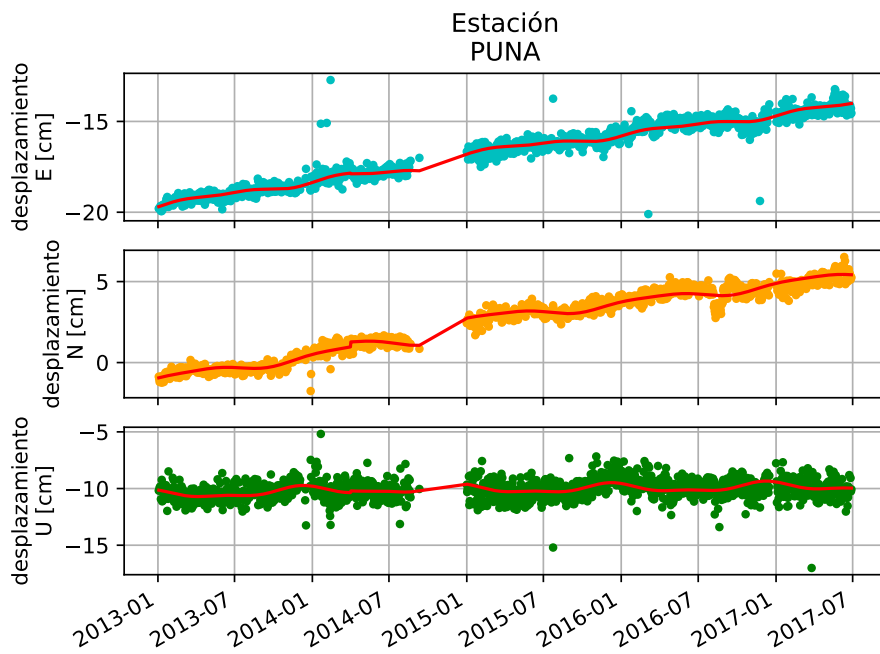


Figura C.31: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación PUNA

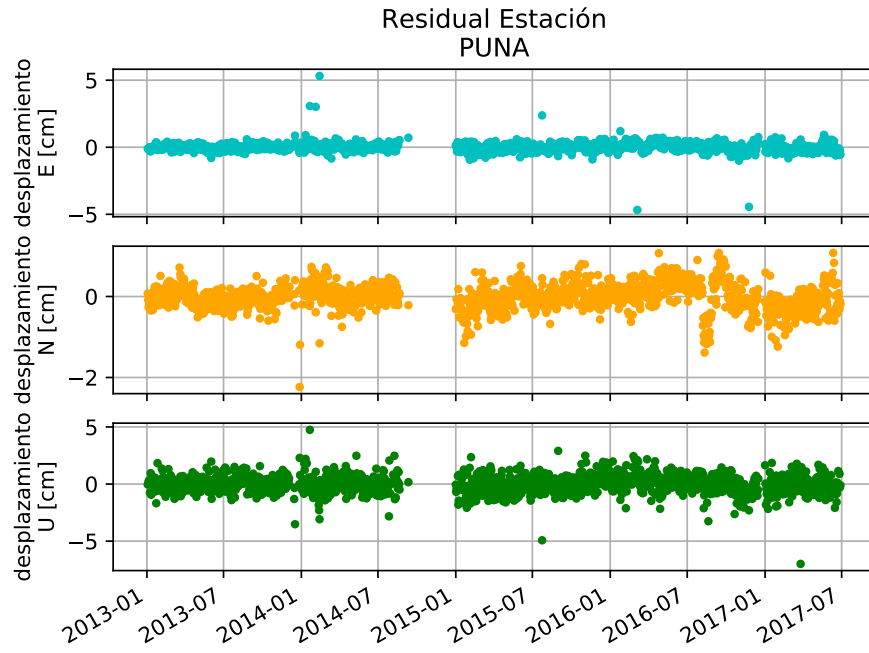


Figura C.32: Residual para estación PUNA

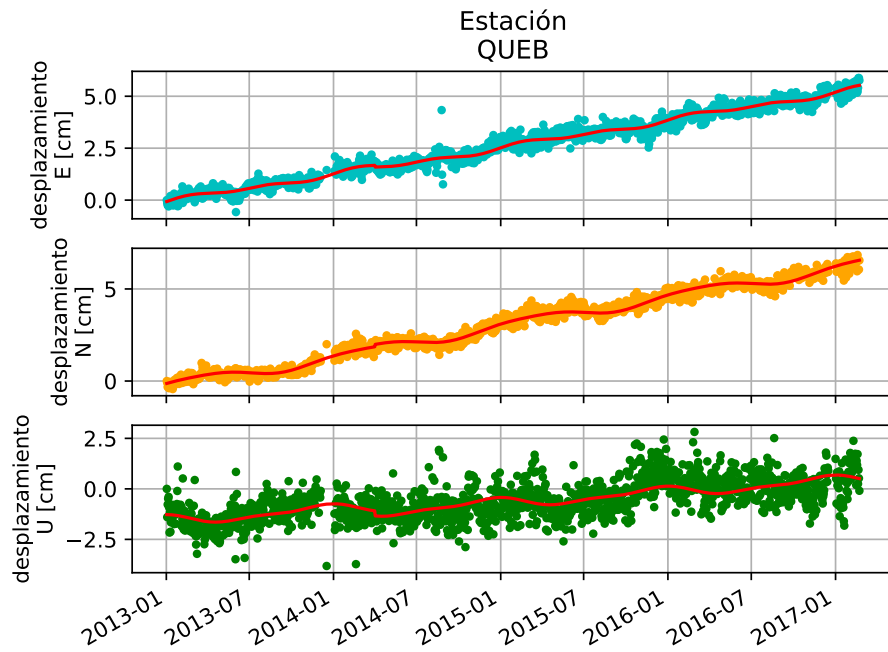


Figura C.33: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación QUEB

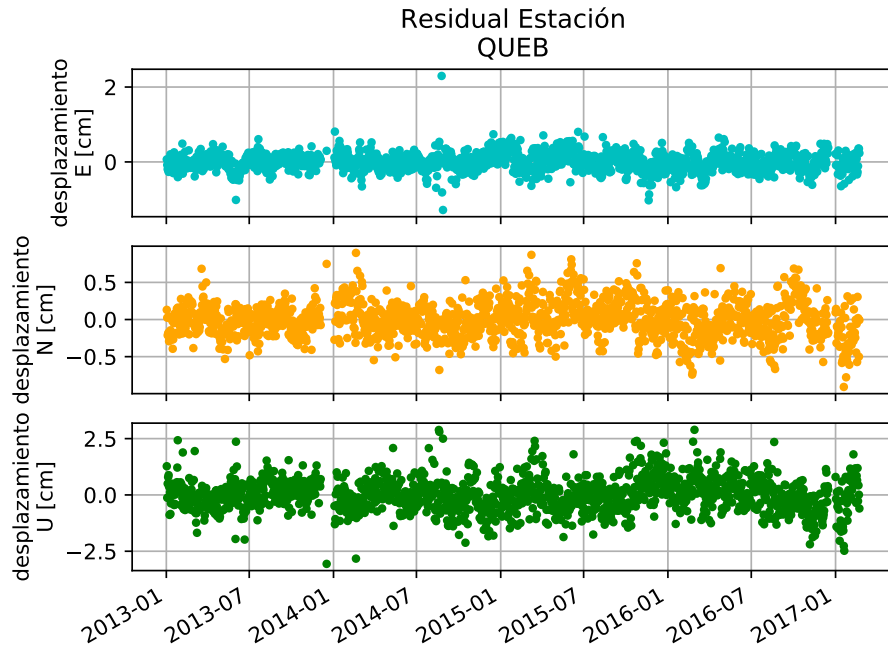


Figura C.34: Residual para estación QUEB

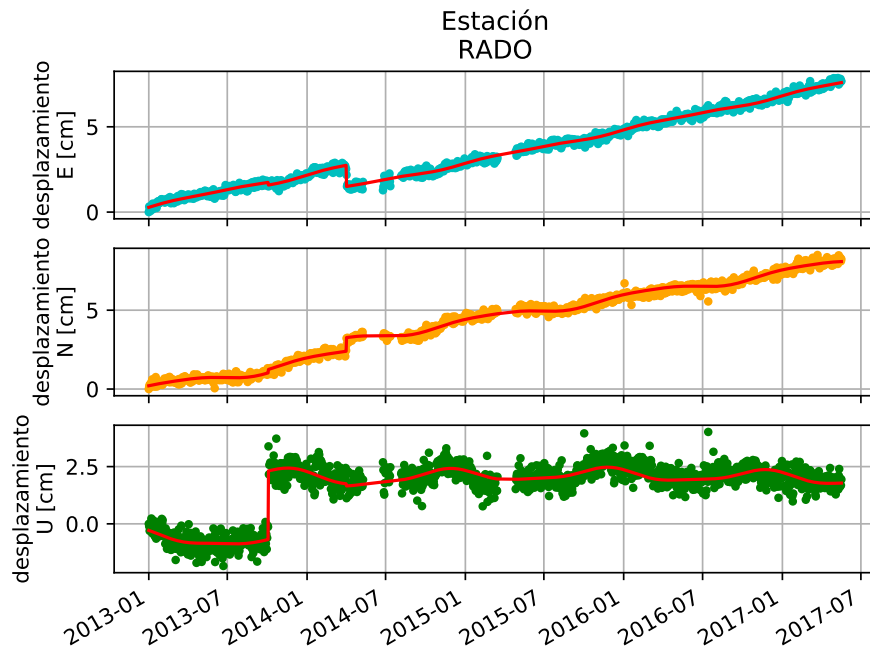


Figura C.35: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación RADO

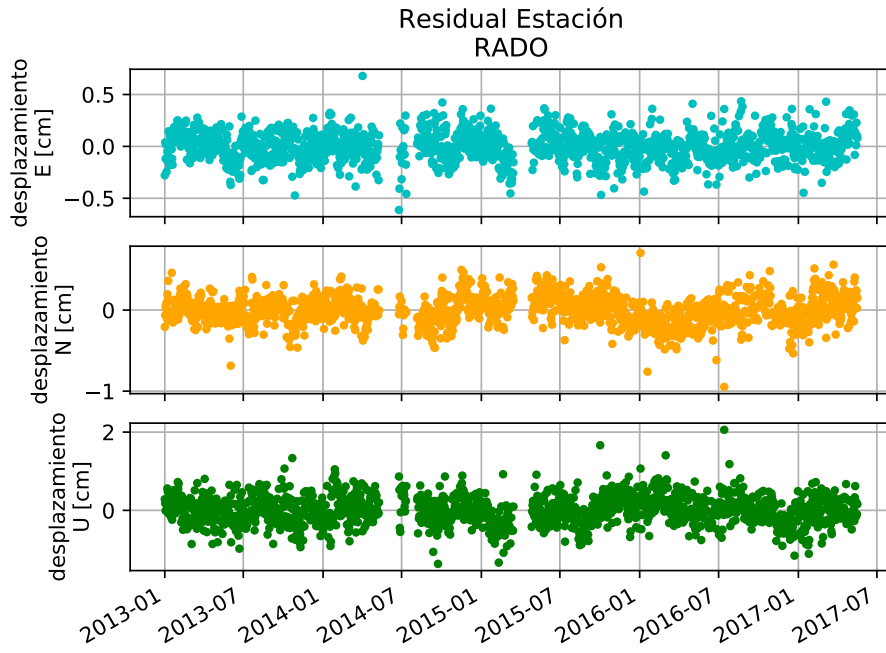


Figura C.36: Residual para estación RADO

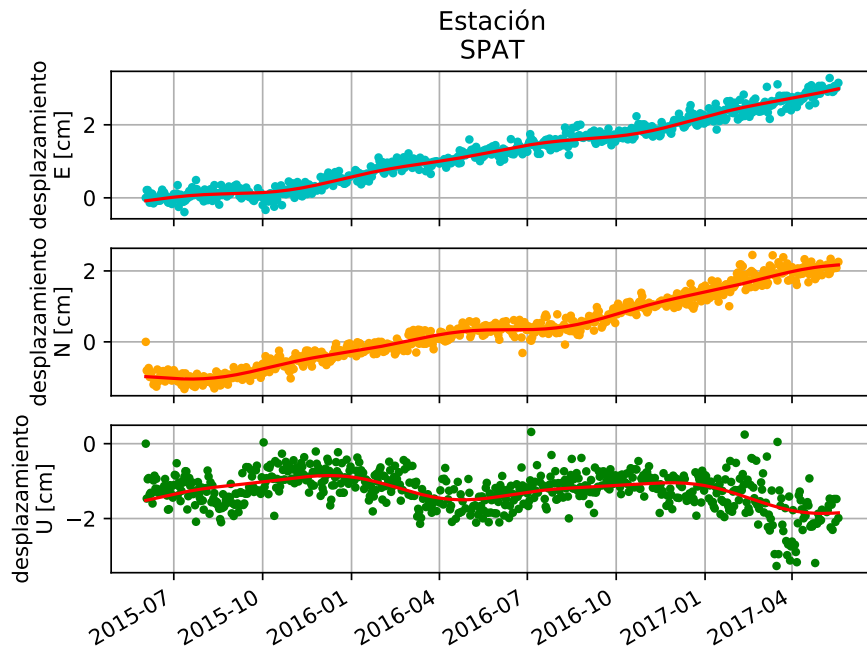


Figura C.37: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación SPAT

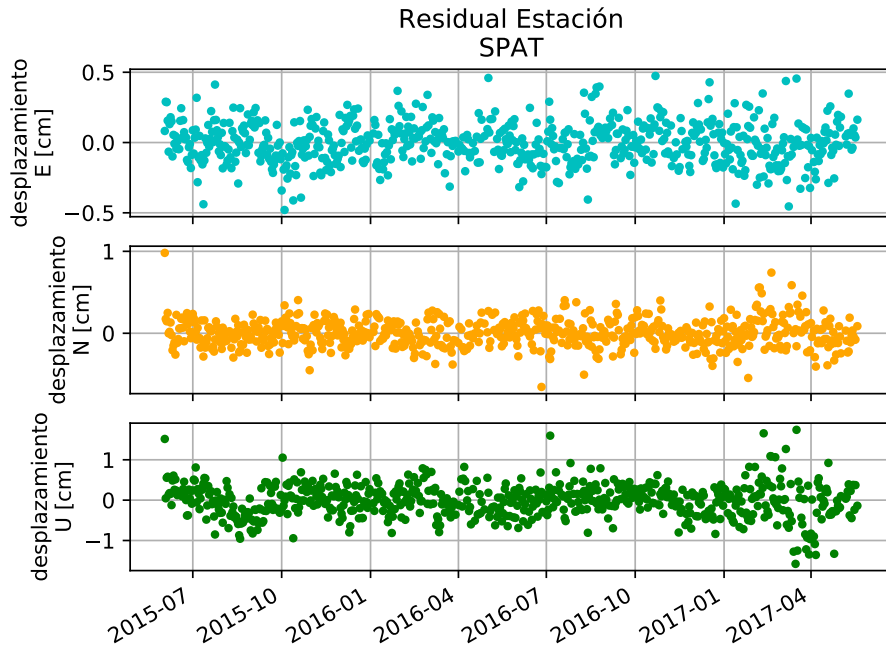


Figura C.38: Residual para estación SPAT

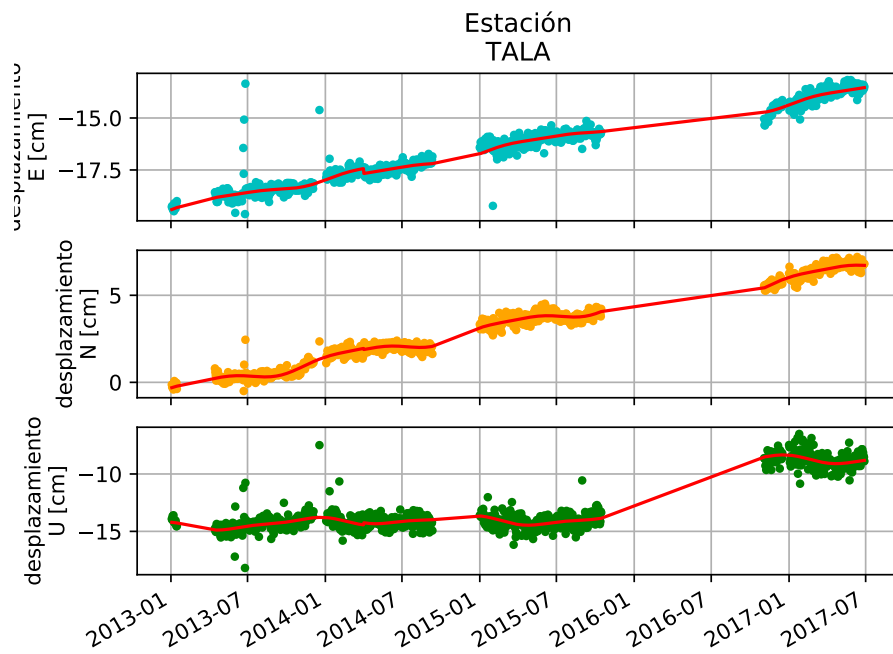


Figura C.39: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación TALA

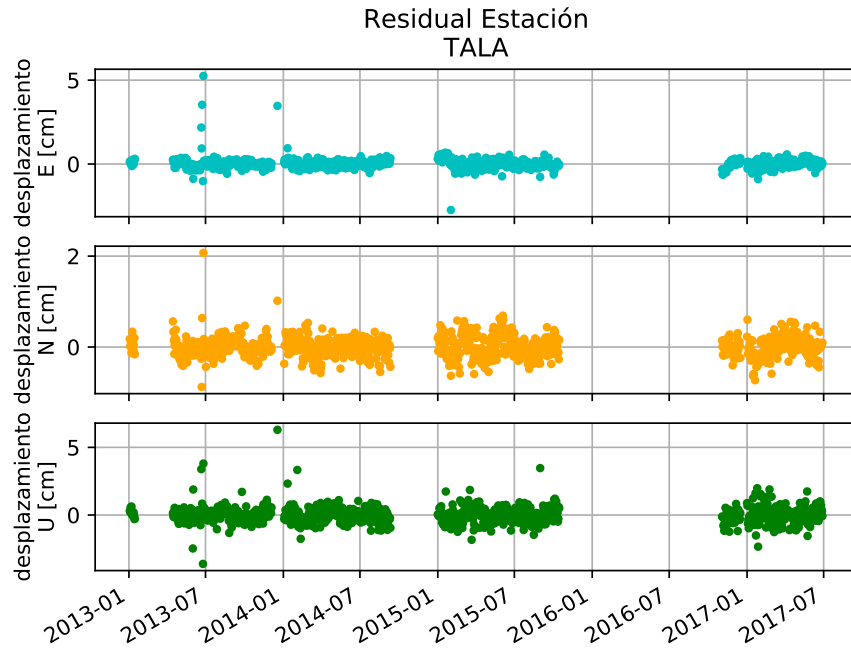


Figura C.40: Residual para estación TALA

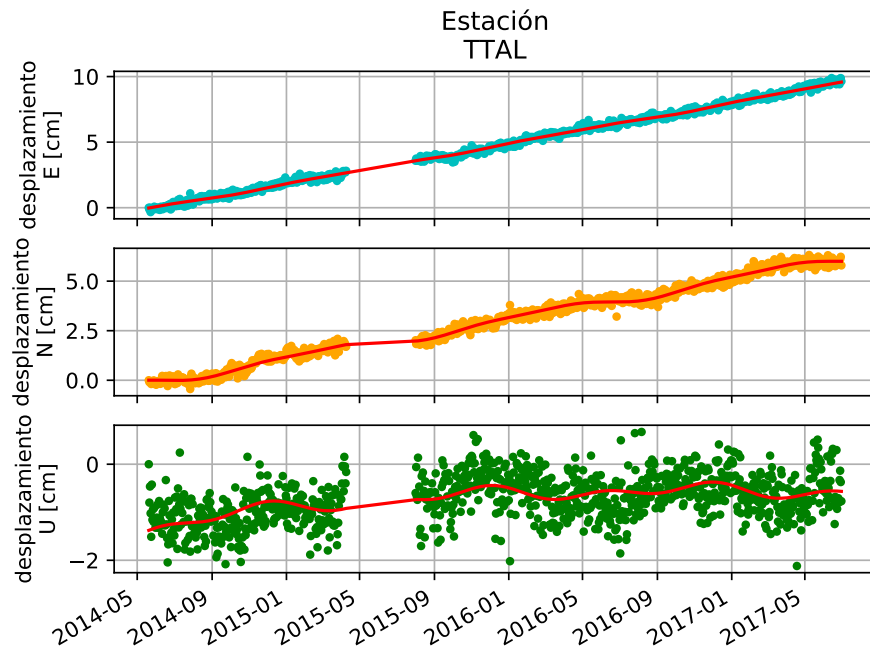


Figura C.41: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación TTAL



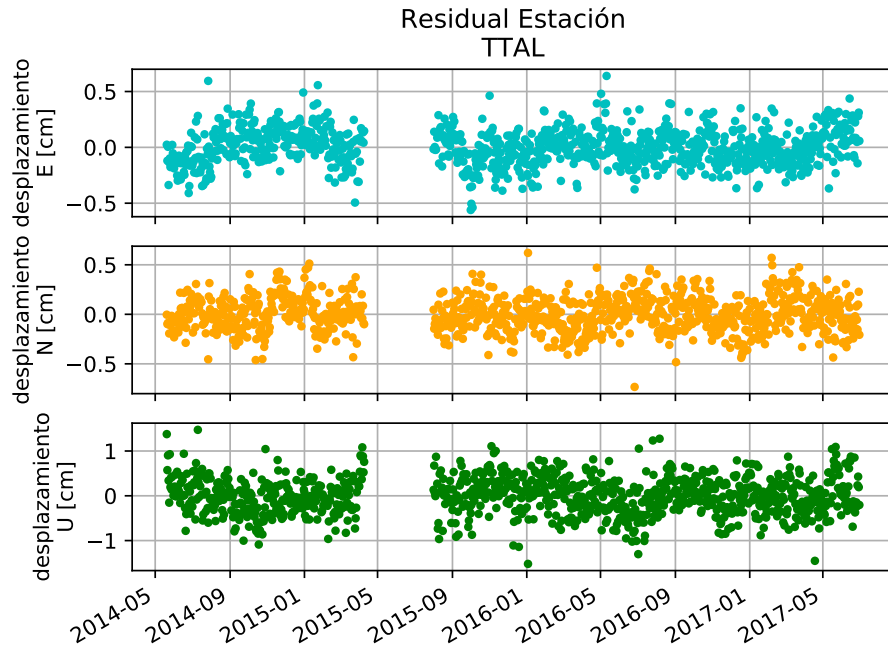


Figura C.42: Residual para estación TTAL

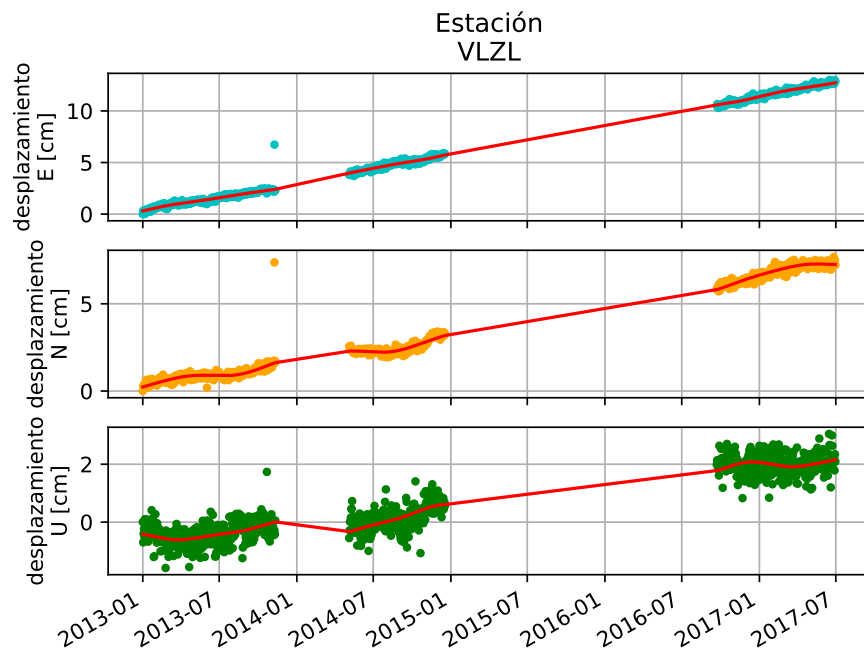


Figura C.43: Serie cruda y ajuste del modelo de trayectoria para estación VLZL

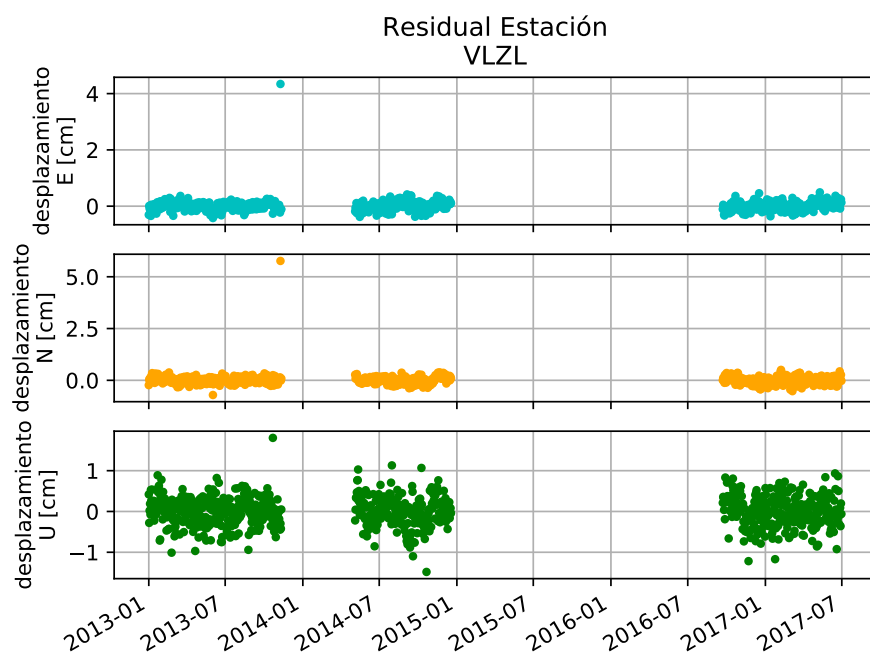


Figura C.44: Residual para estación VLZL

# Apéndice D

## Ajuste por estación modEM

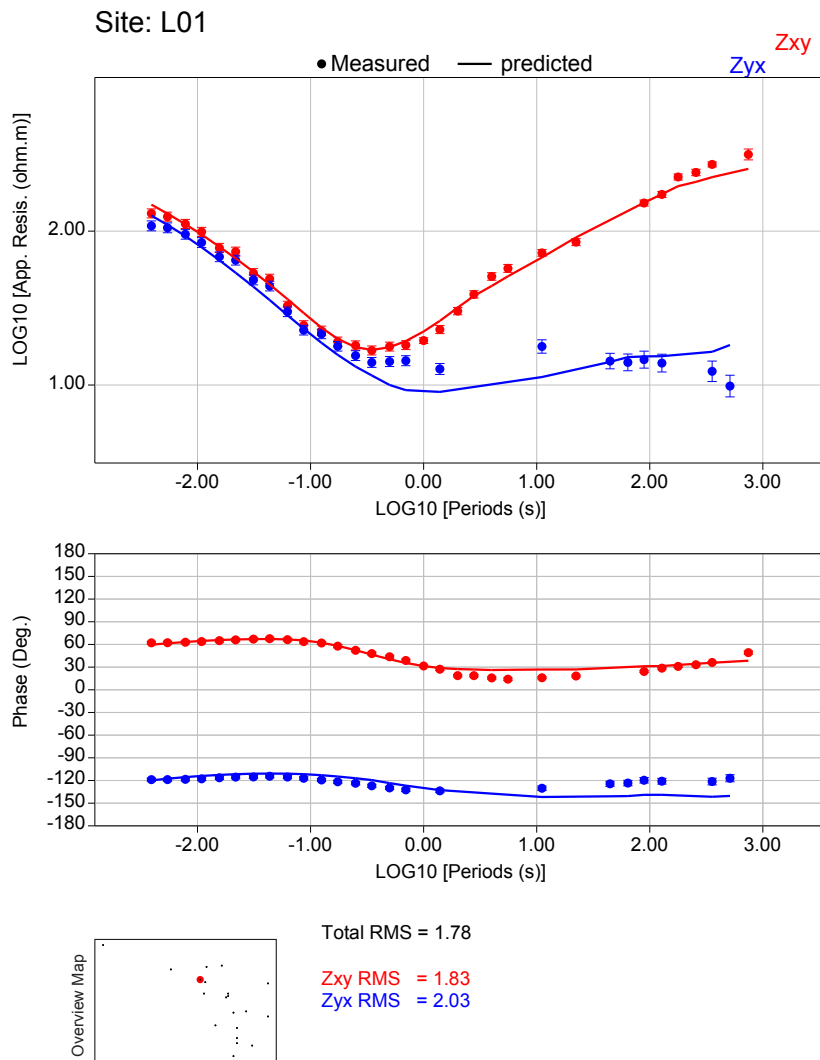


Figura D.1: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L01

Site: L02

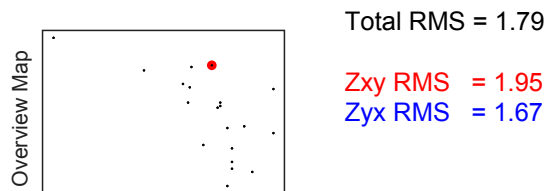
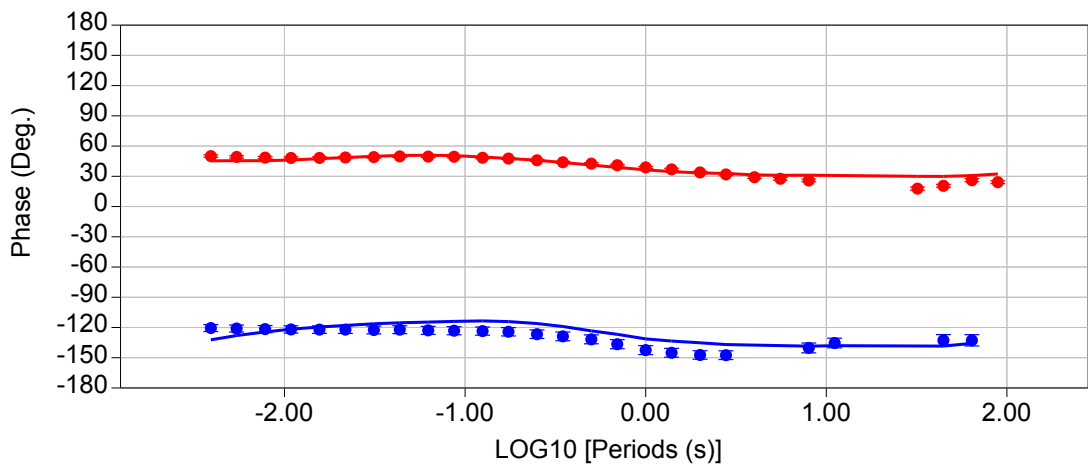
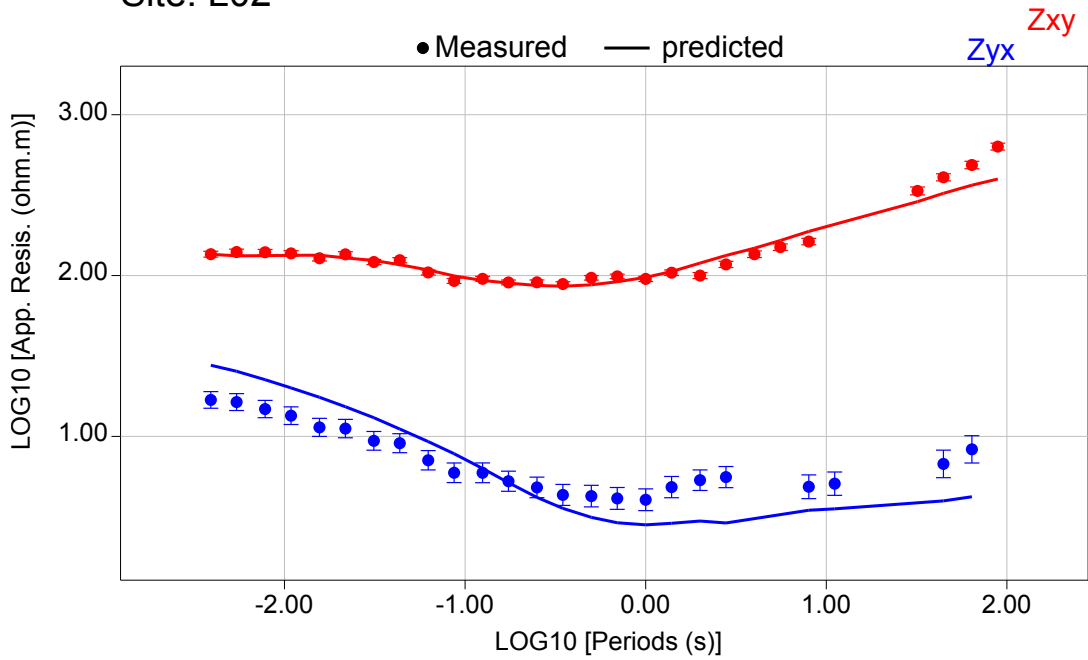


Figura D.2: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L02

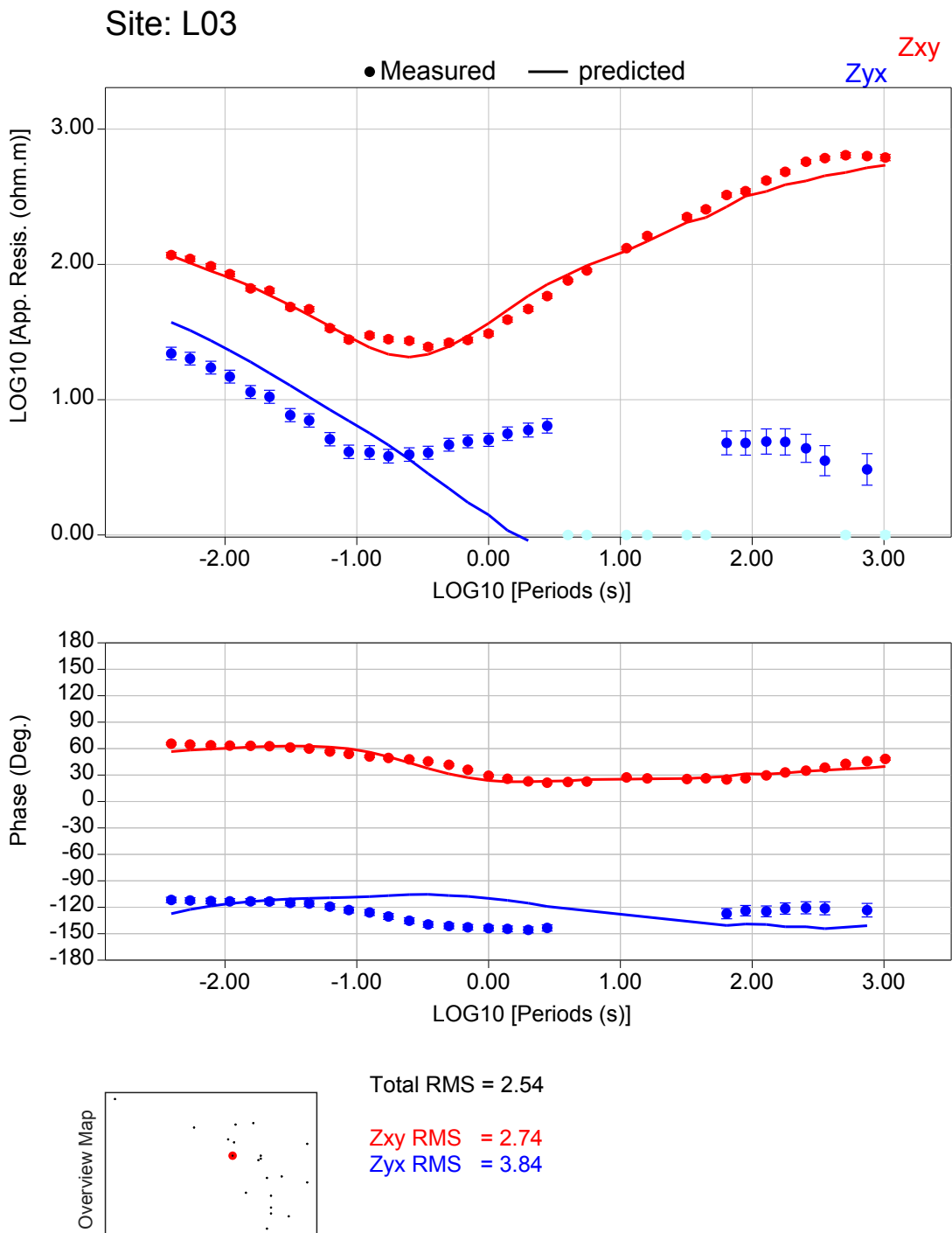


Figura D.3: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L03

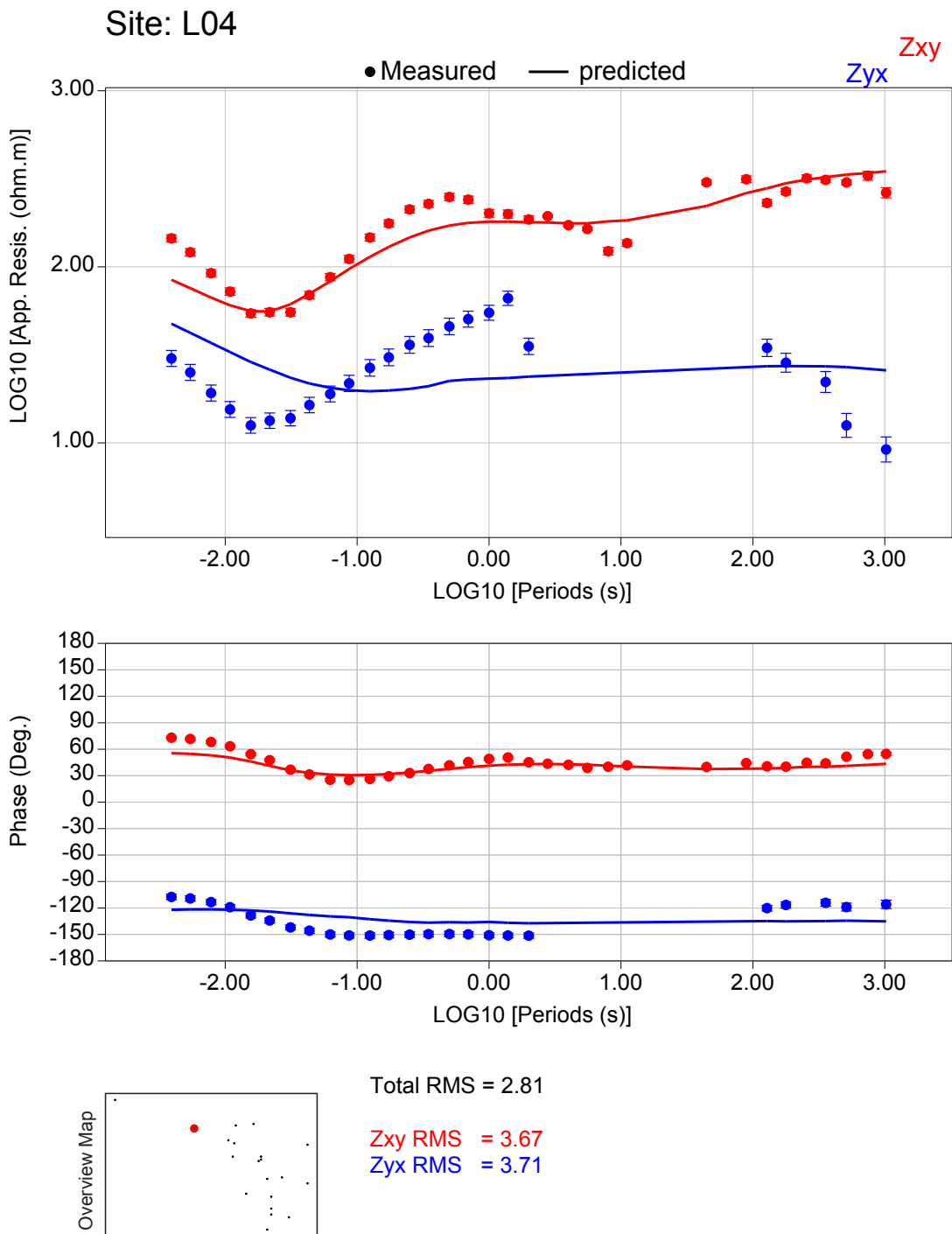


Figura D.4: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L04

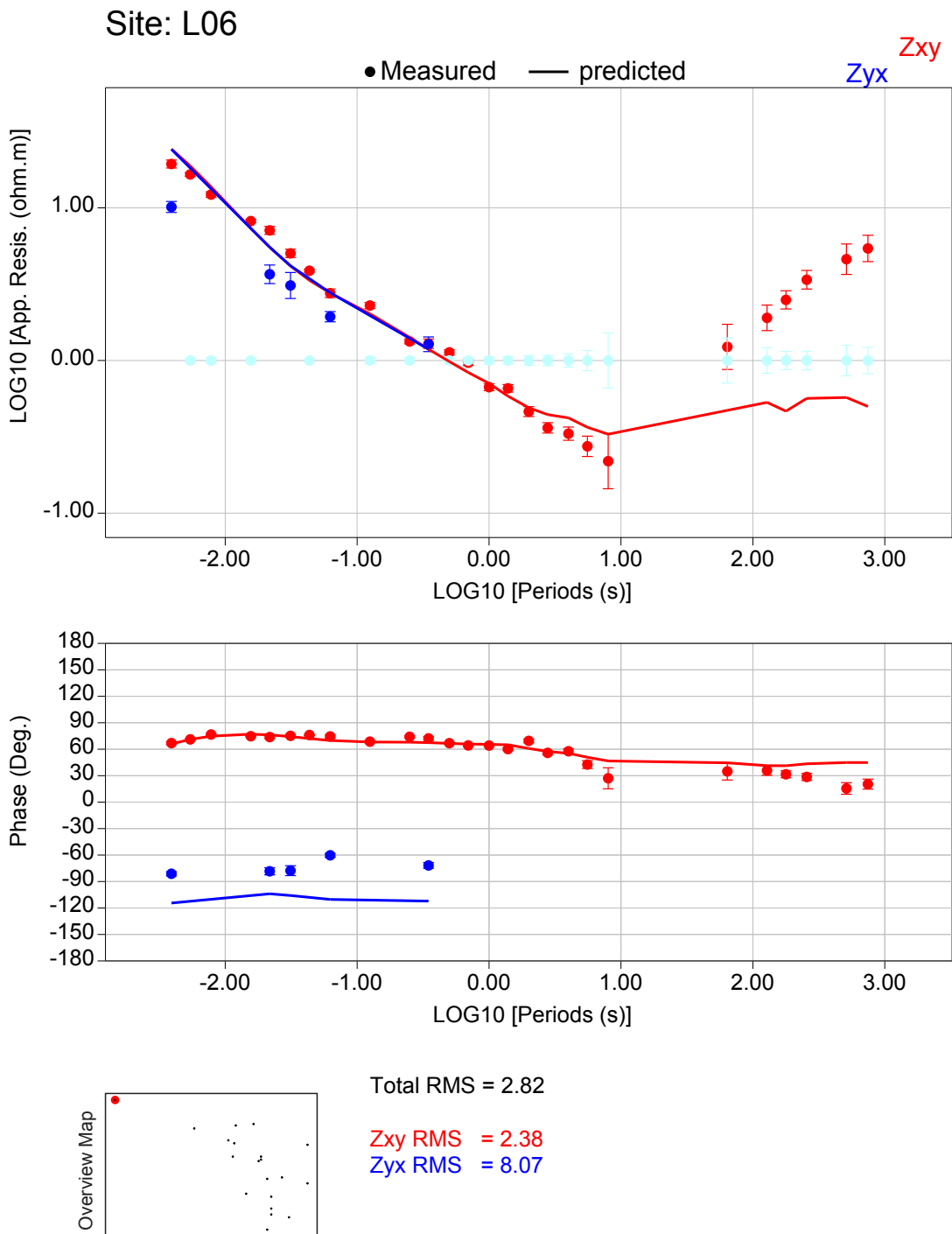


Figura D.5: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L06

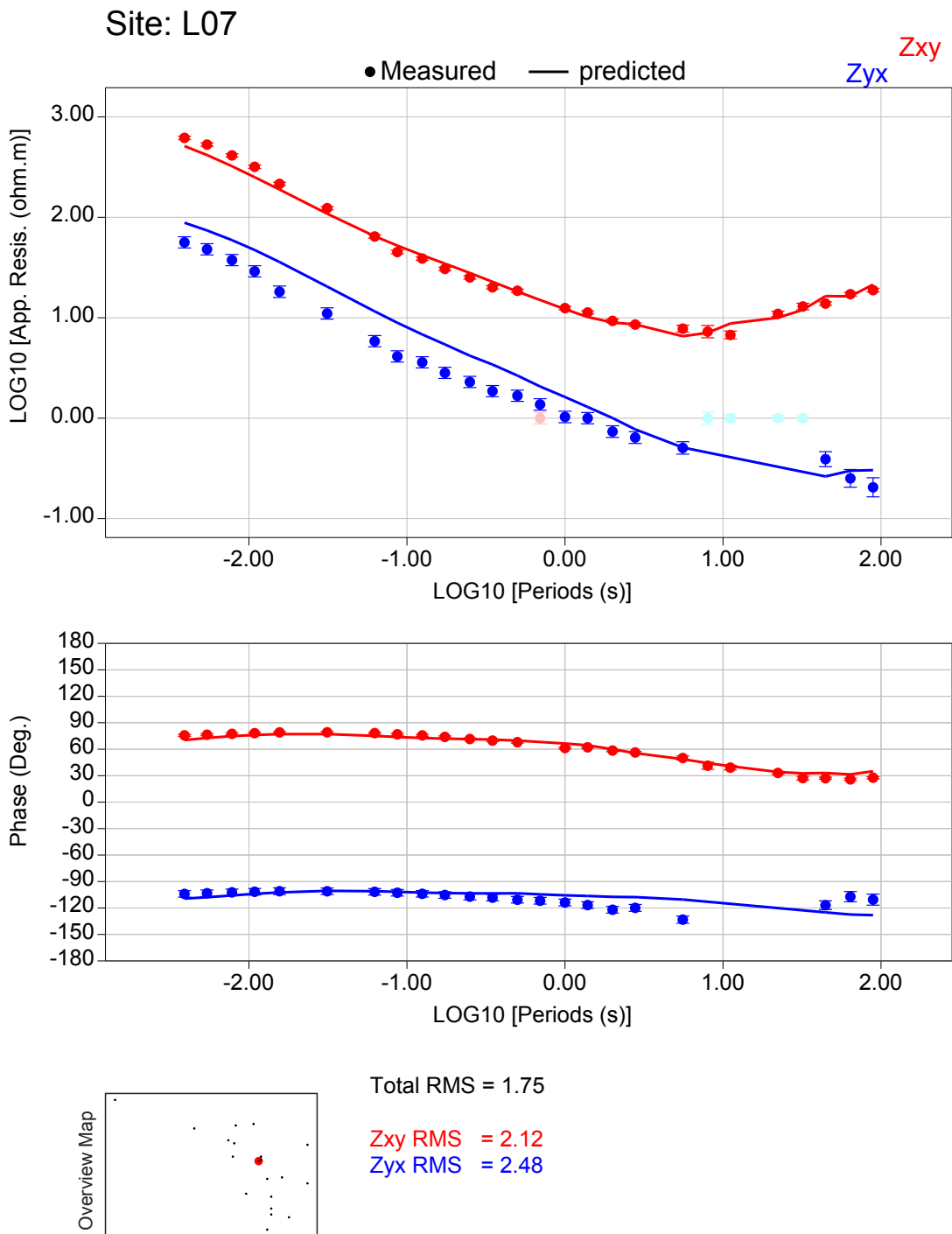


Figura D.6: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L07



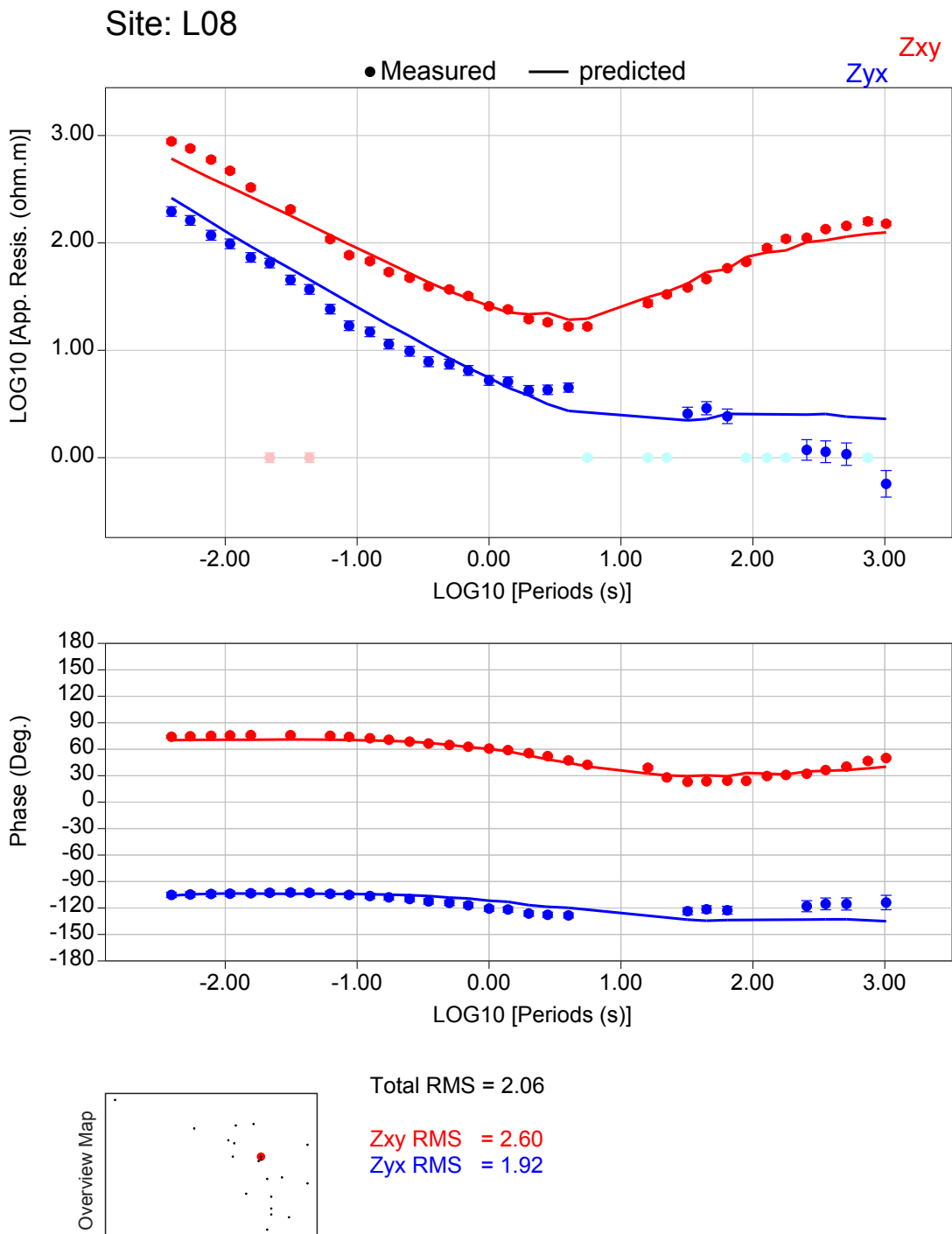


Figura D.7: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L08

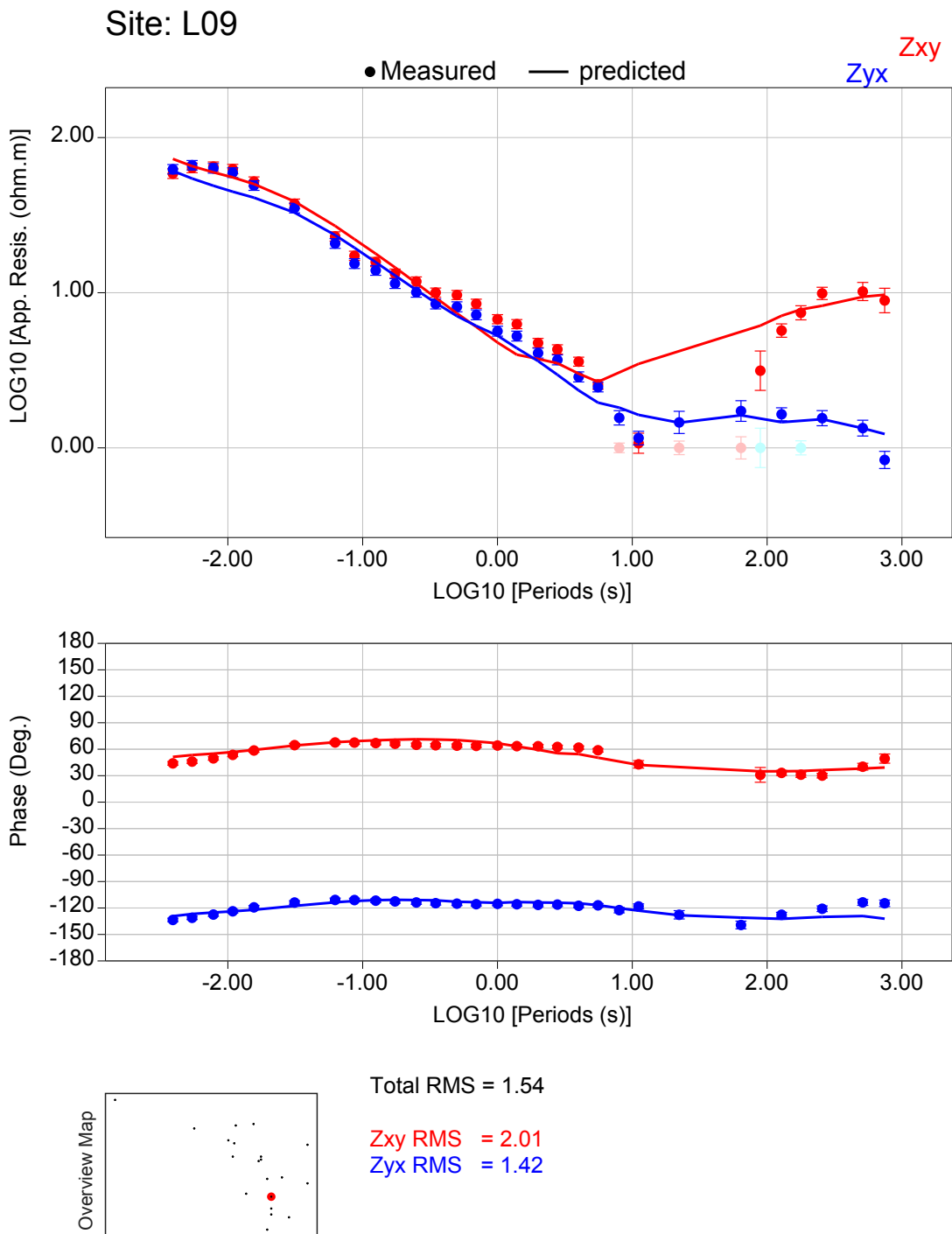


Figura D.8: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L09

Site: L10

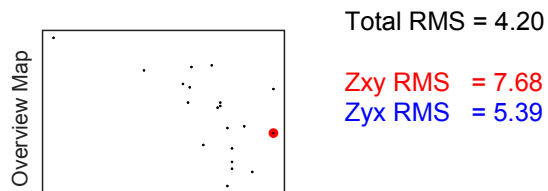
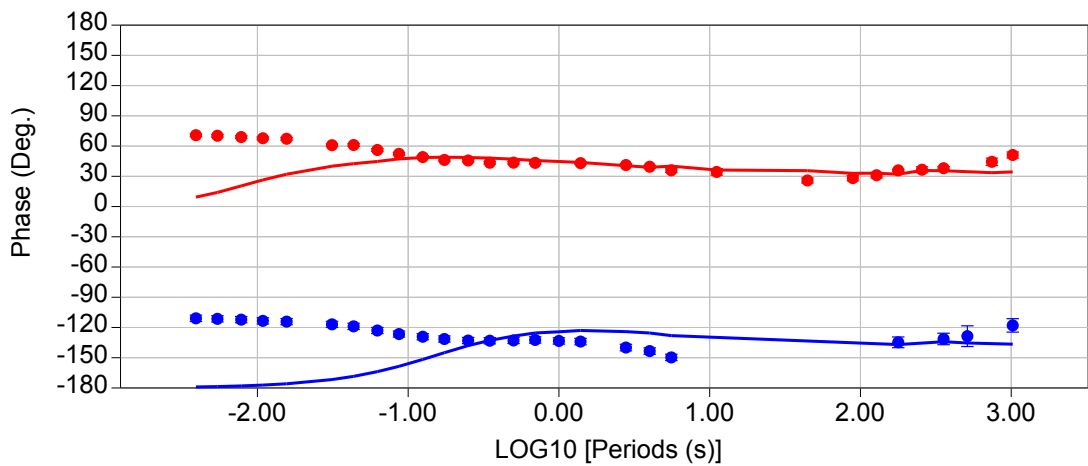
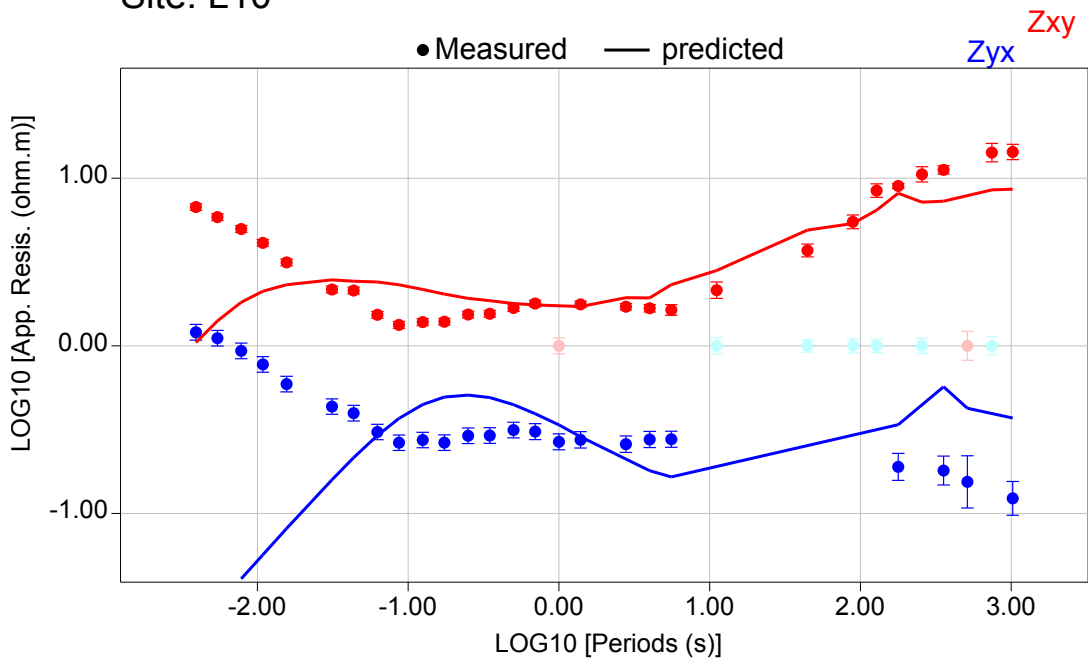
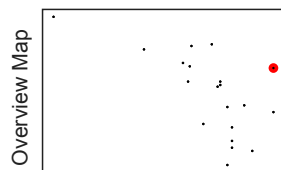
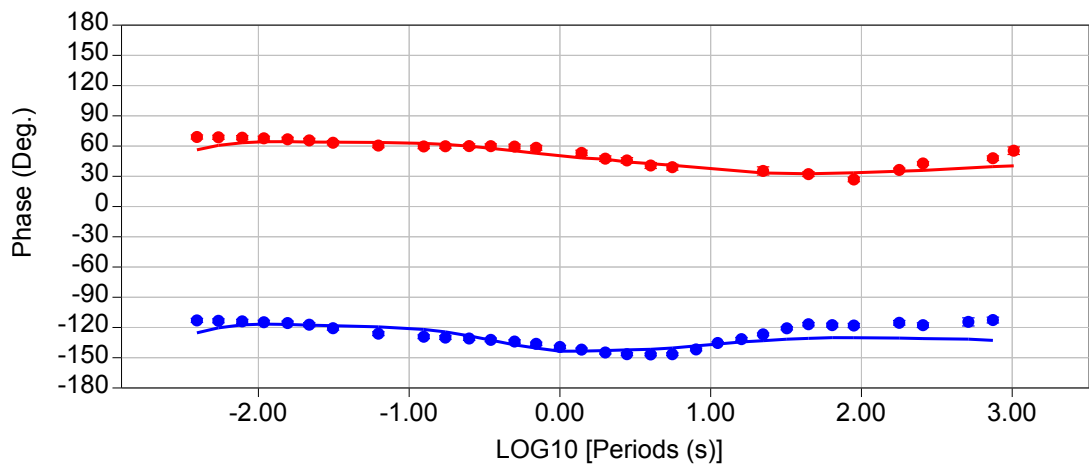
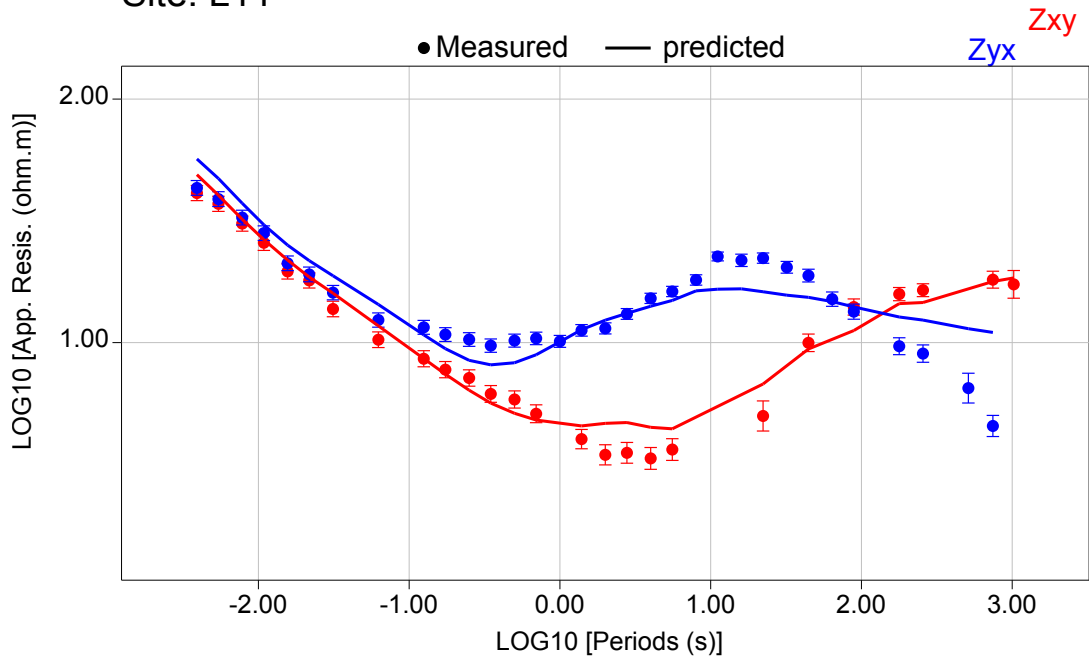


Figura D.9: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L10

Site: L11



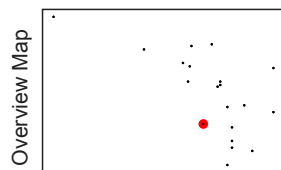
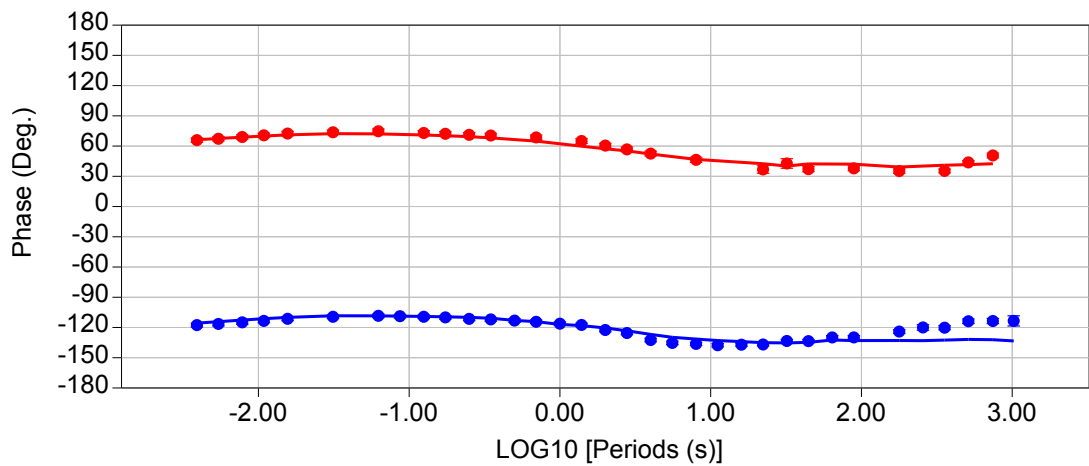
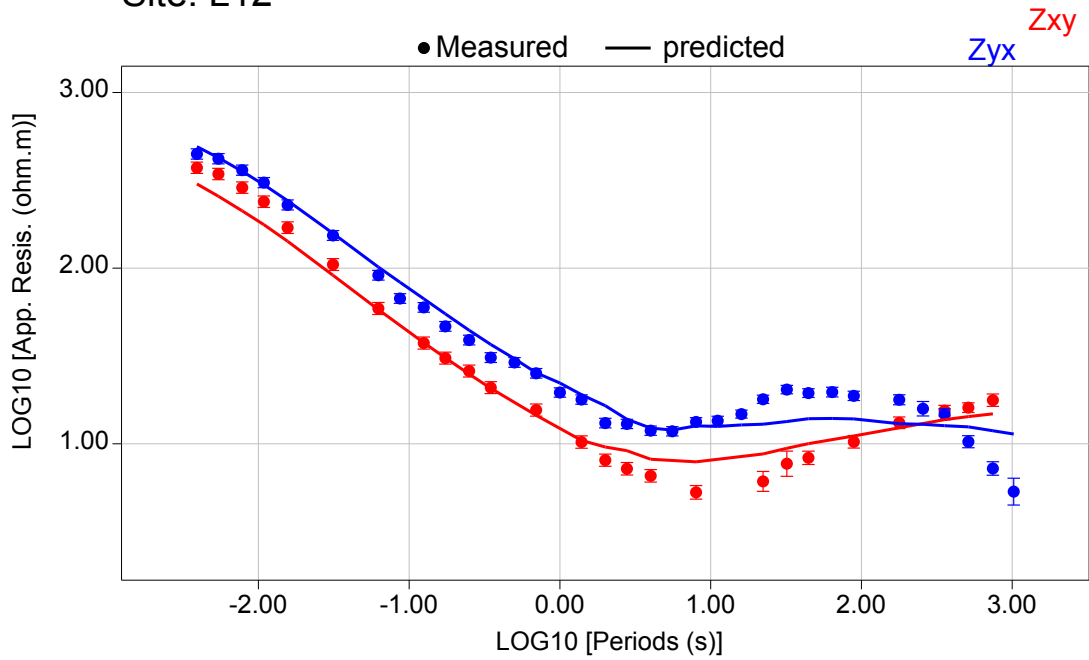
Total RMS = 1.75

Zxy RMS = 1.46

Zyx RMS = 2.74

Figura D.10: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L11

Site: L12



Total RMS = 1.60

Zxy RMS = 1.35

Zyx RMS = 2.14

Figura D.11: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L12

Site: L13

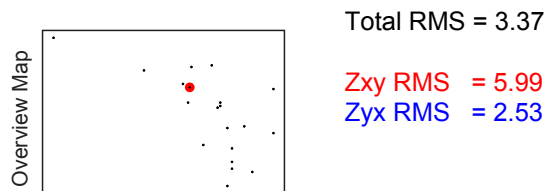
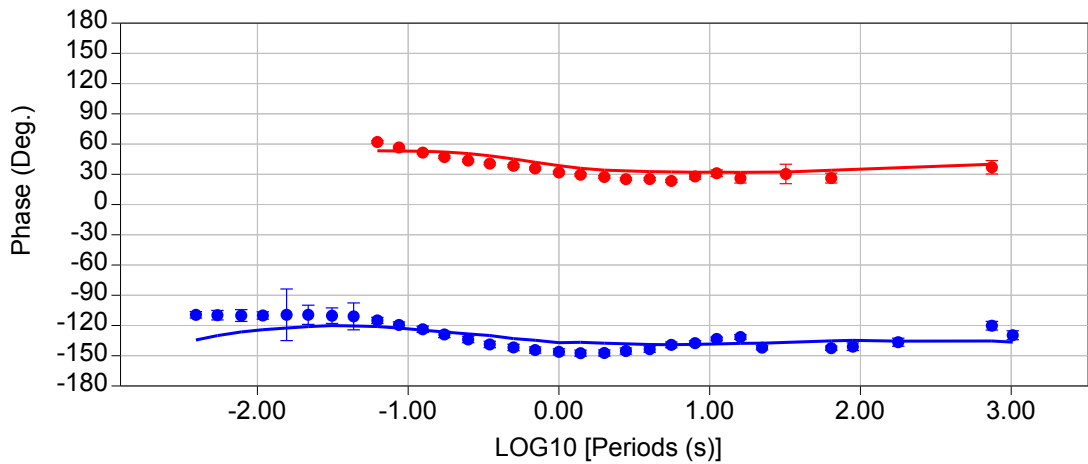
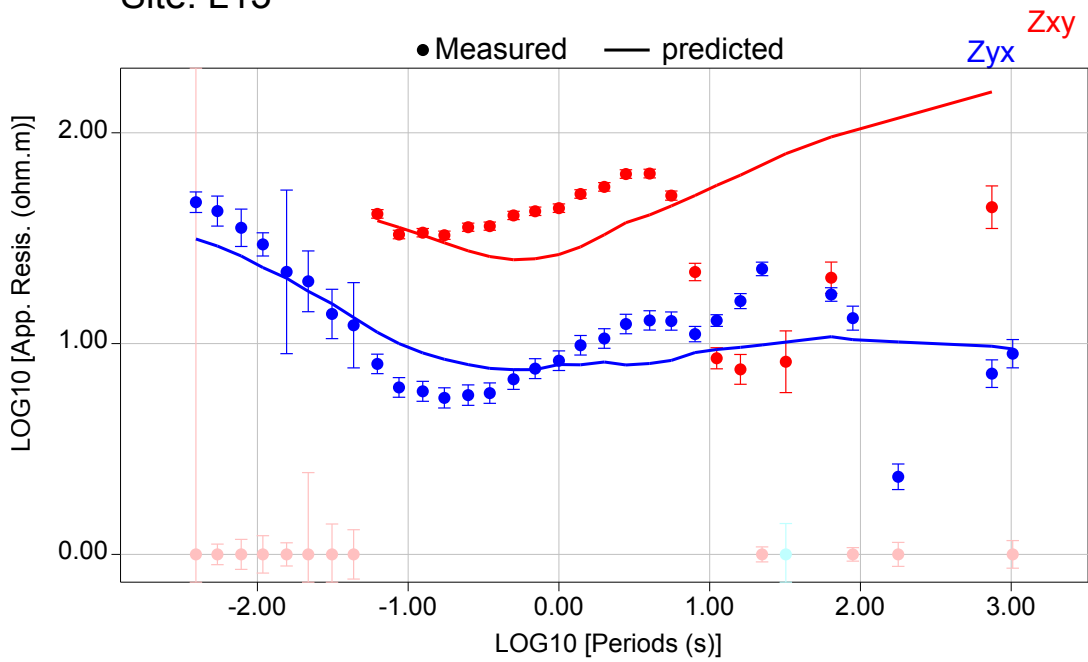


Figura D.12: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L13

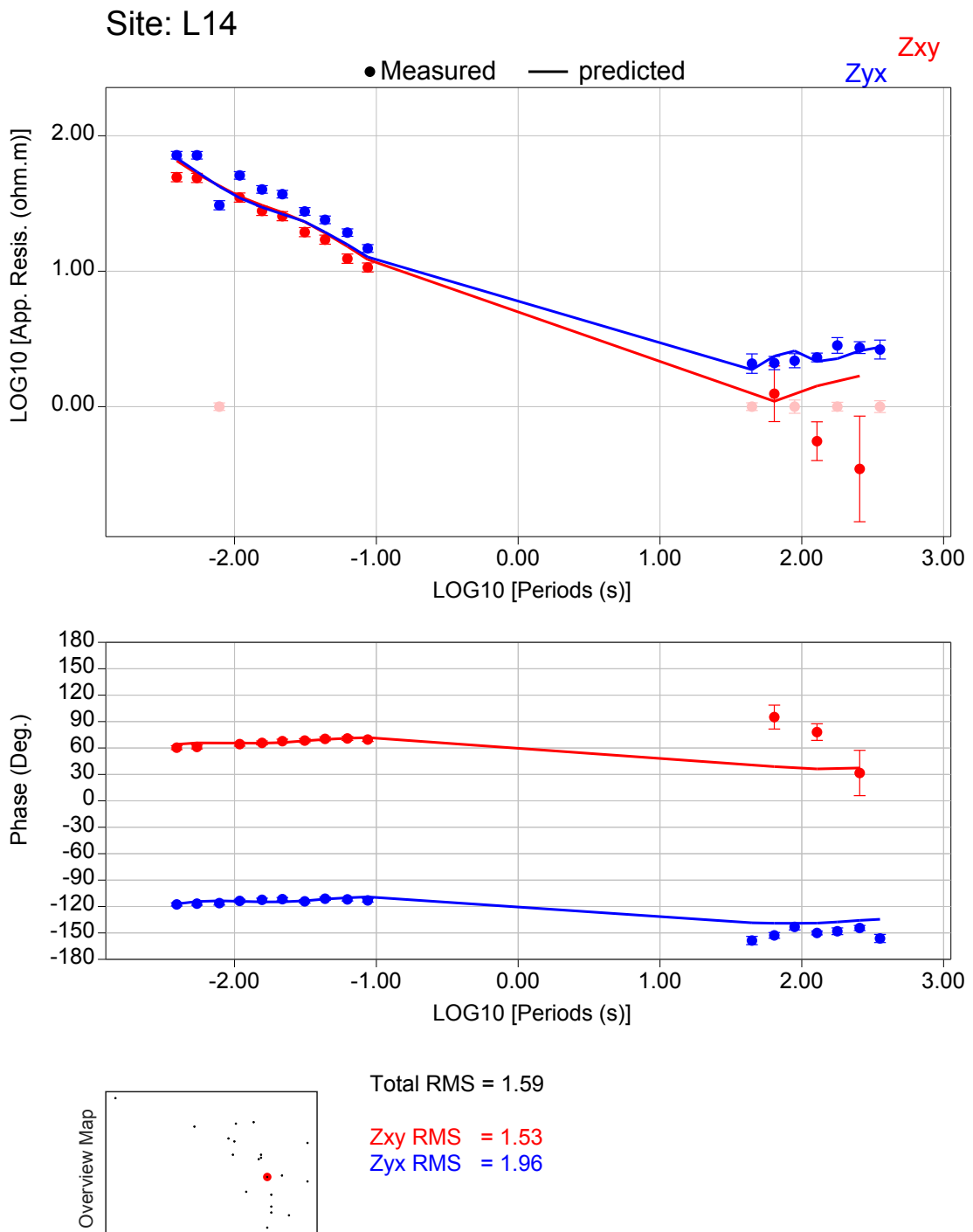


Figura D.13: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L14

Site: L15

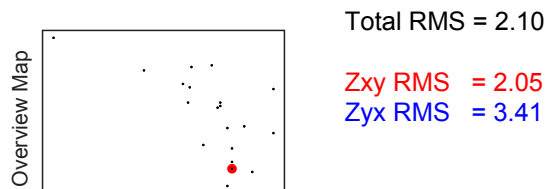
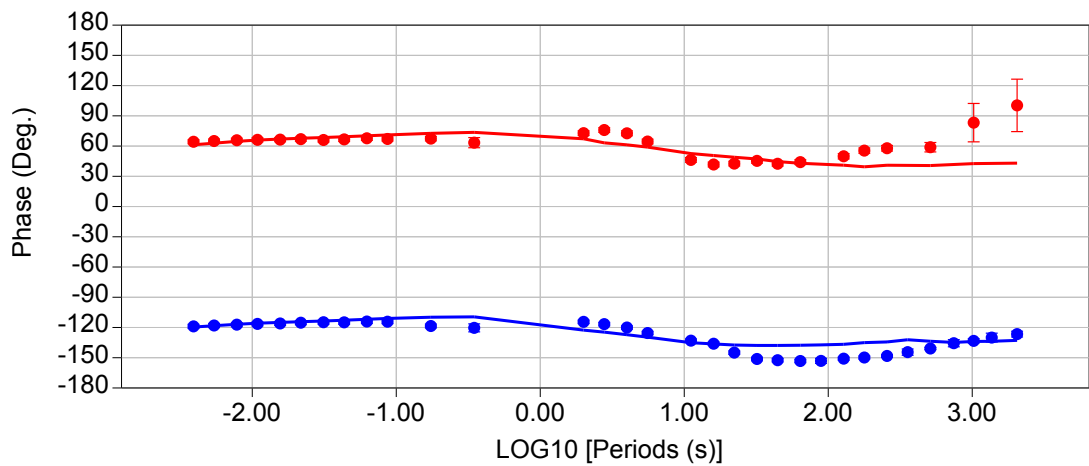
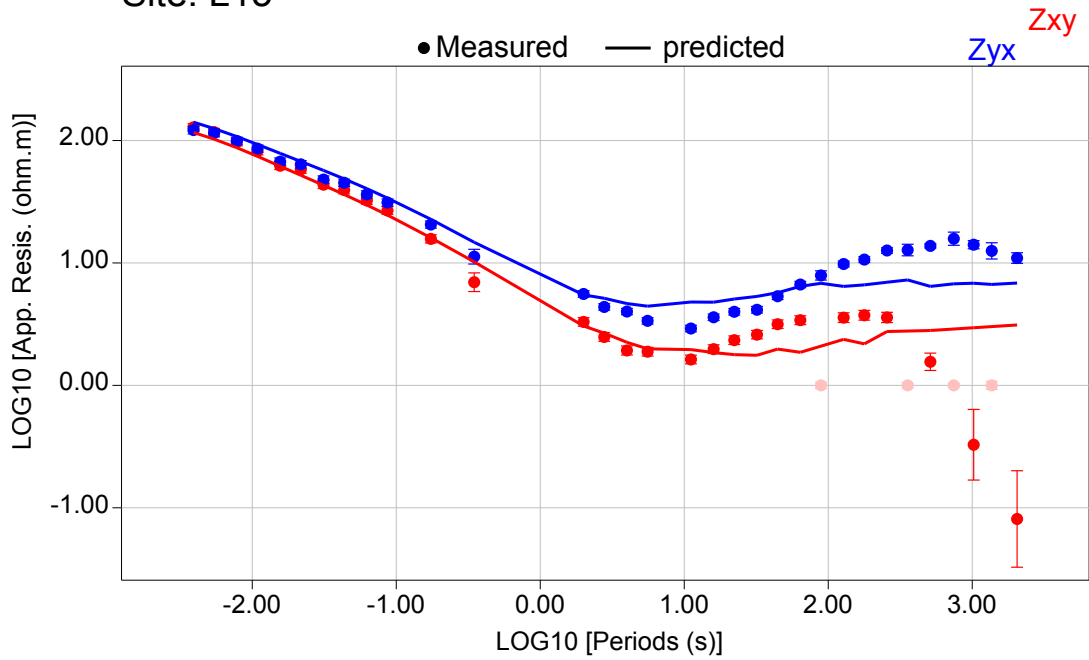


Figura D.14: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L15



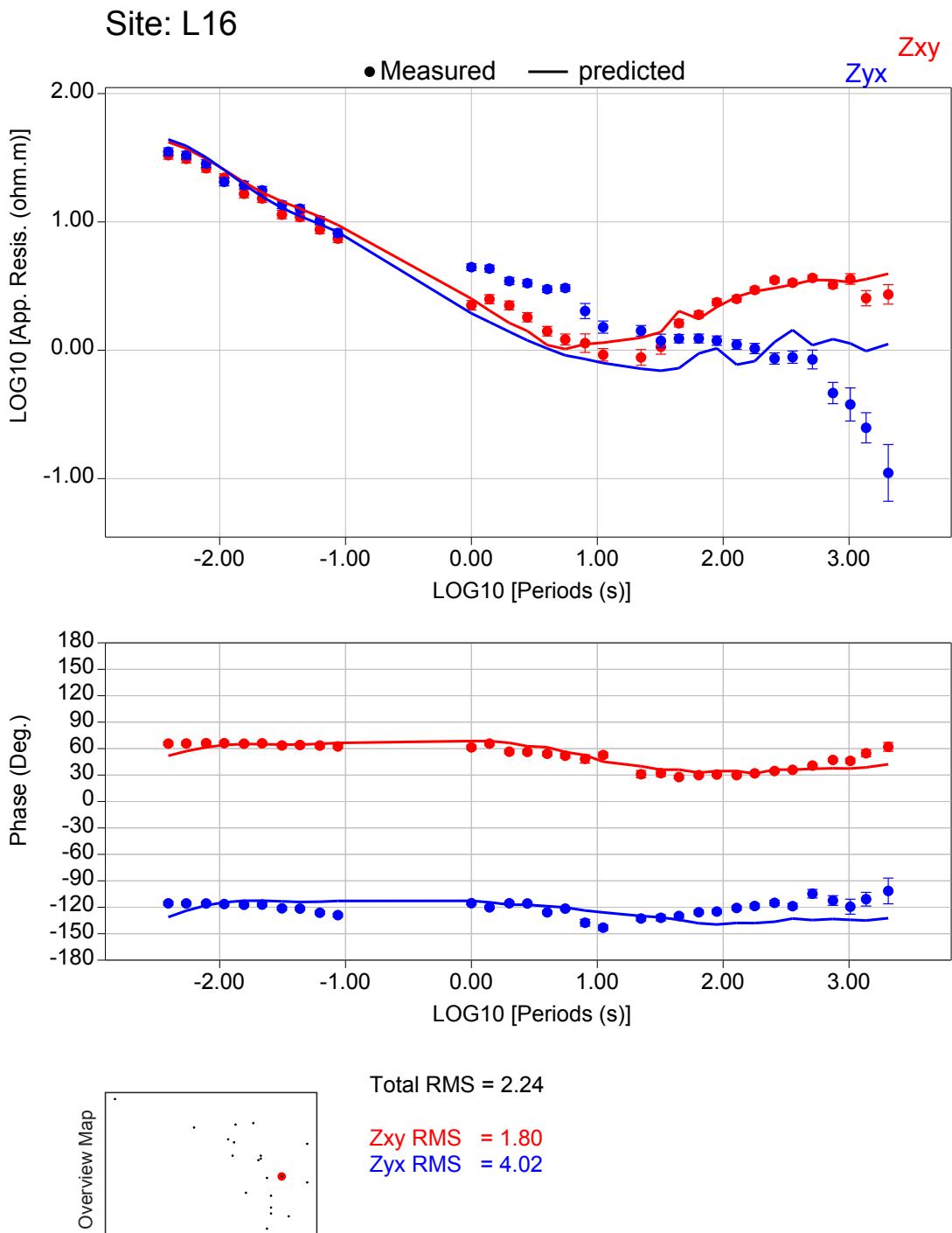
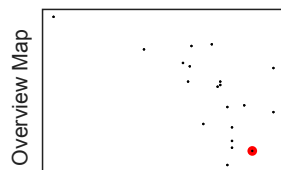
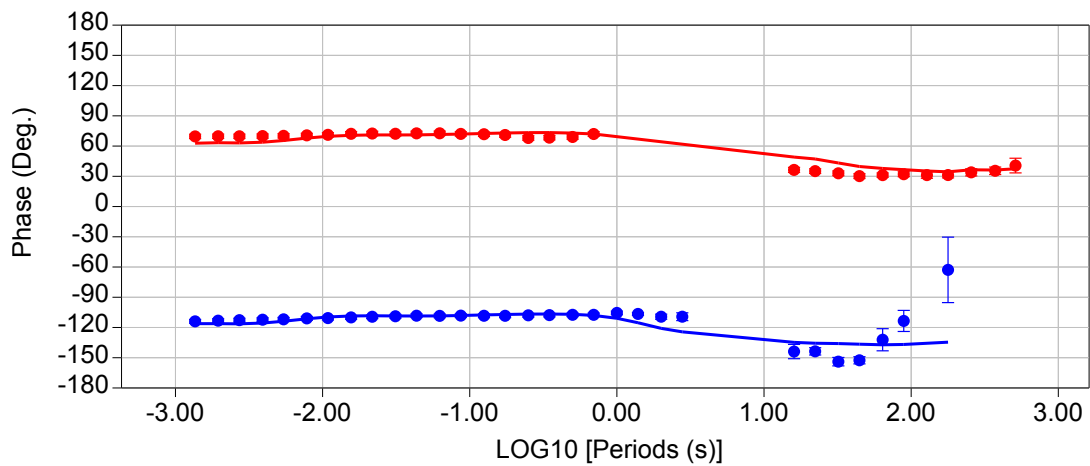
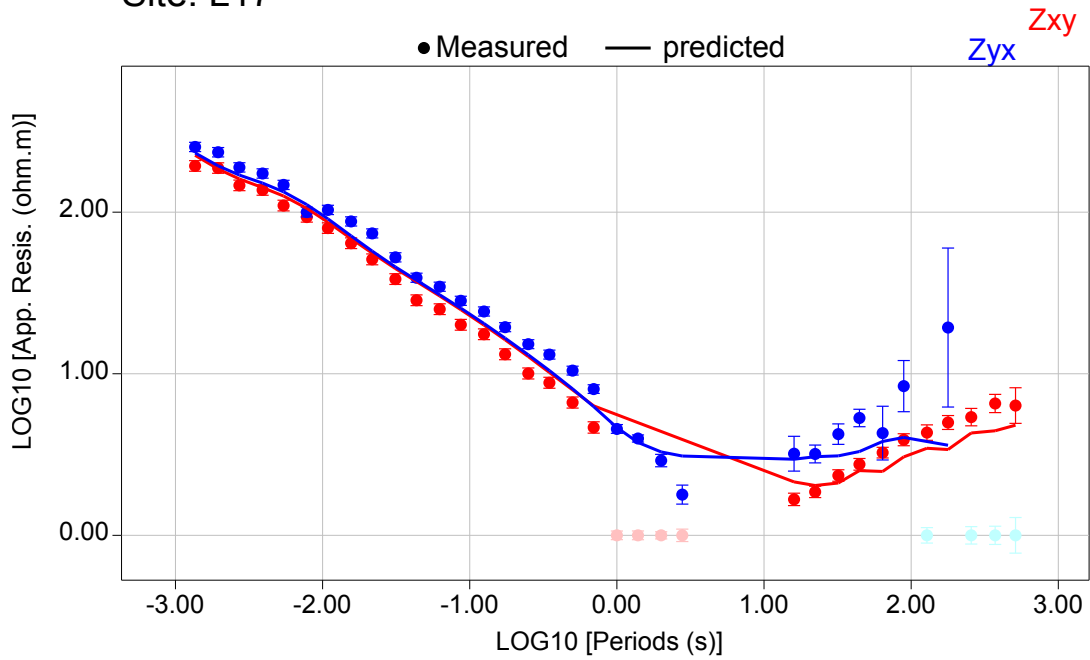


Figura D.15: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L16

Site: L17



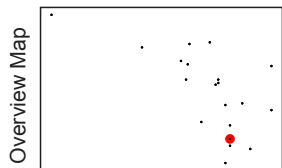
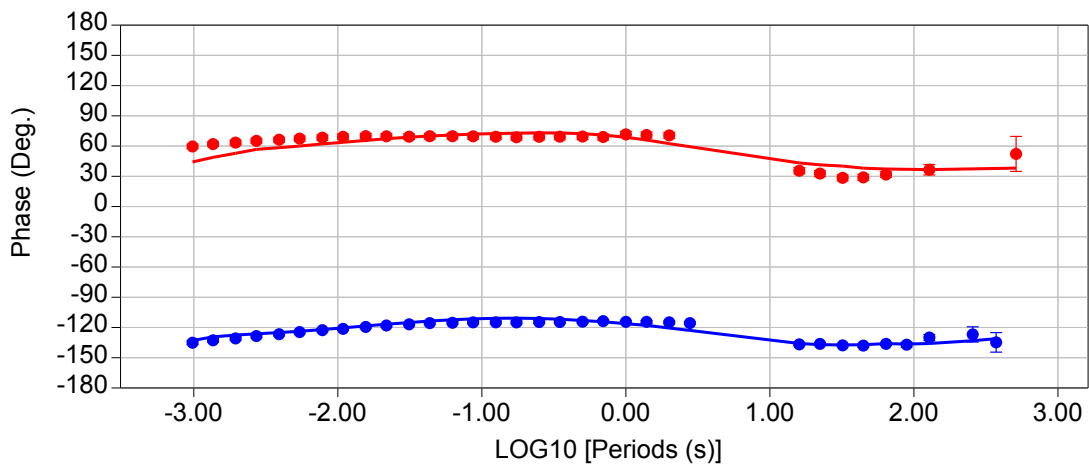
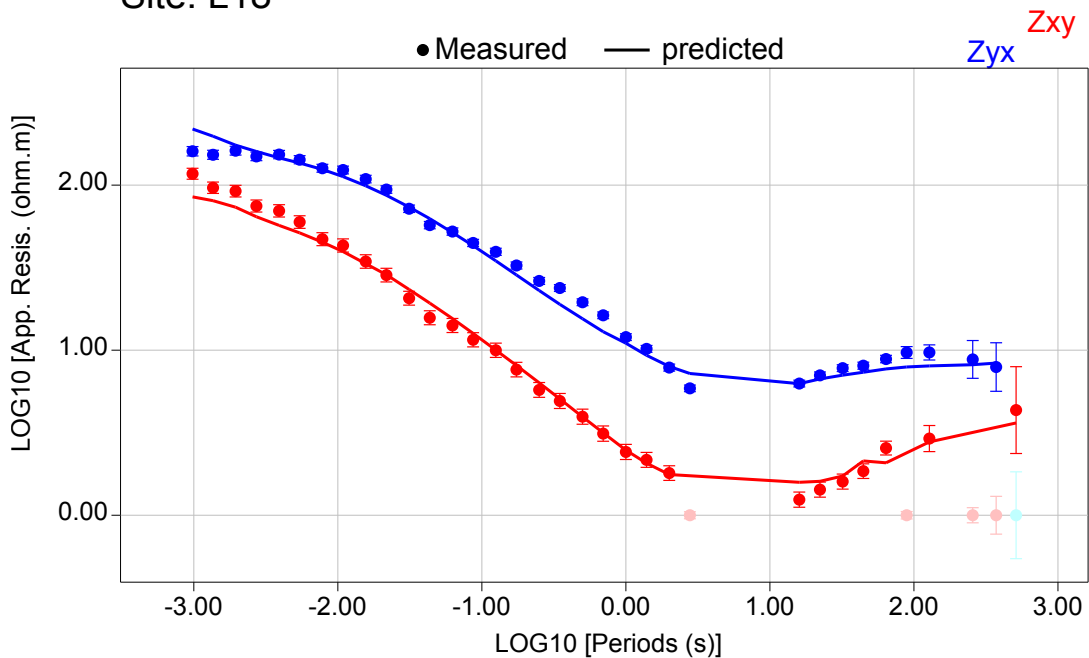
Total RMS = 1.41

Zxy RMS = 1.64

Zyx RMS = 1.58

Figura D.16: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L17

Site: L18



Total RMS = 1.72

Zxy RMS = 1.33

Zyx RMS = 1.49

Figura D.17: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L18

Site: L19

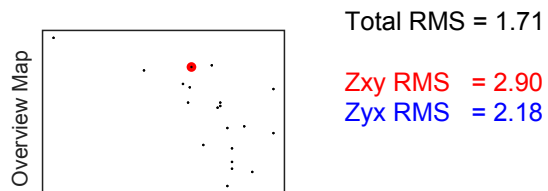
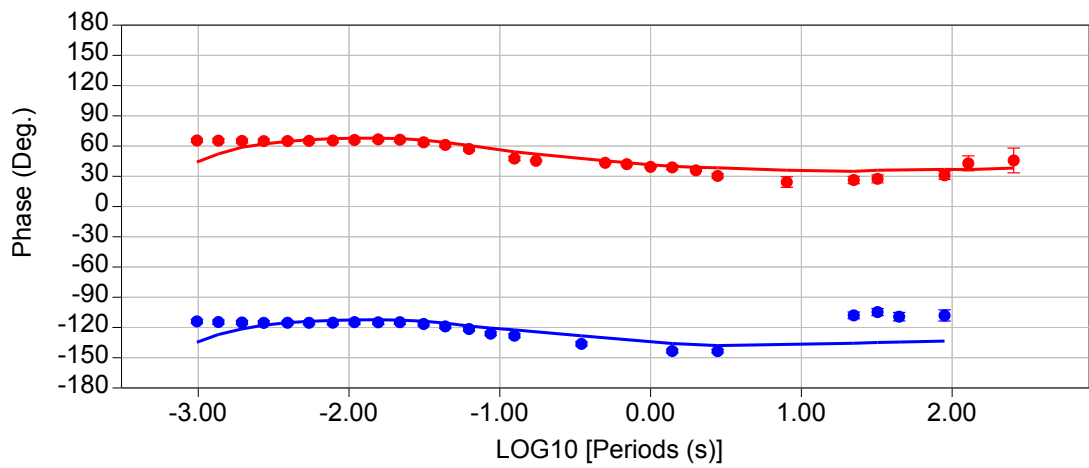
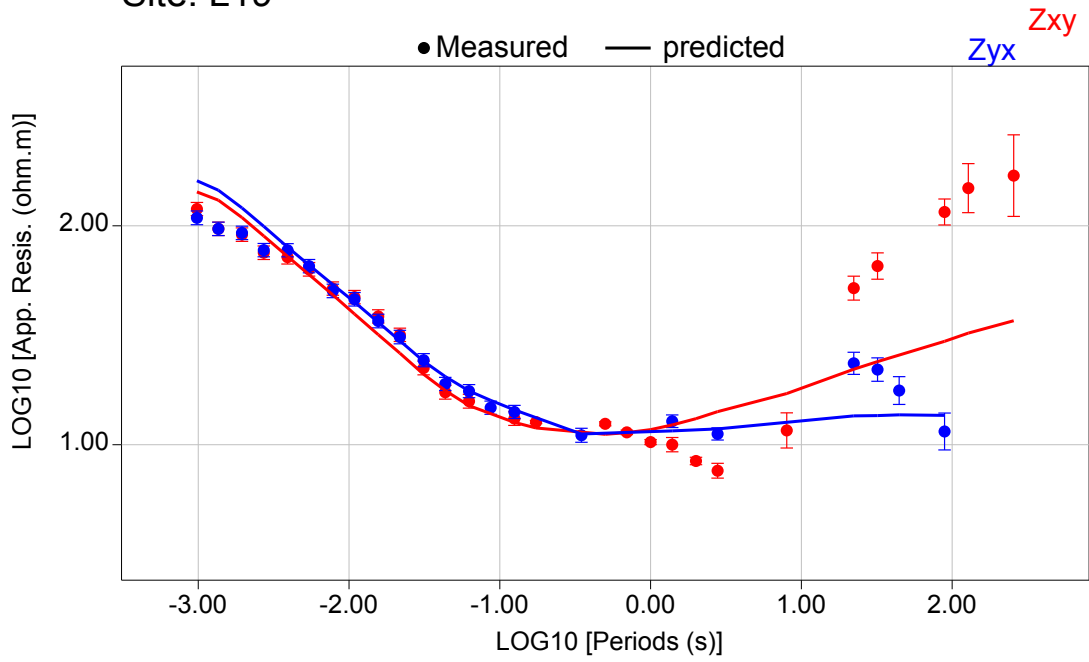


Figura D.18: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L19

Site: L20

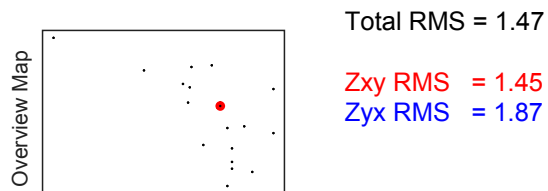
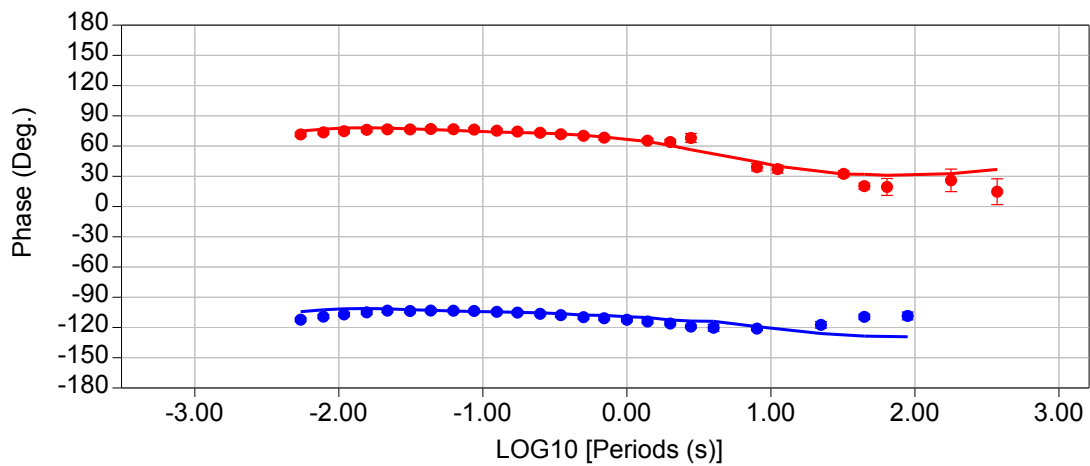
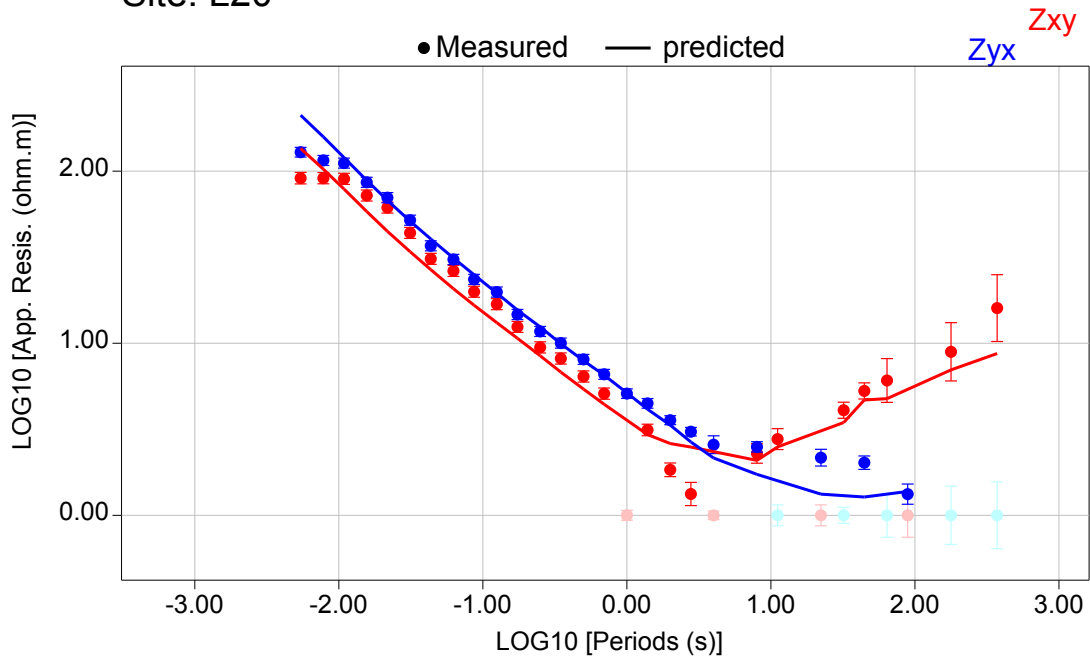
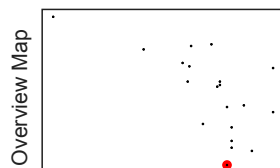
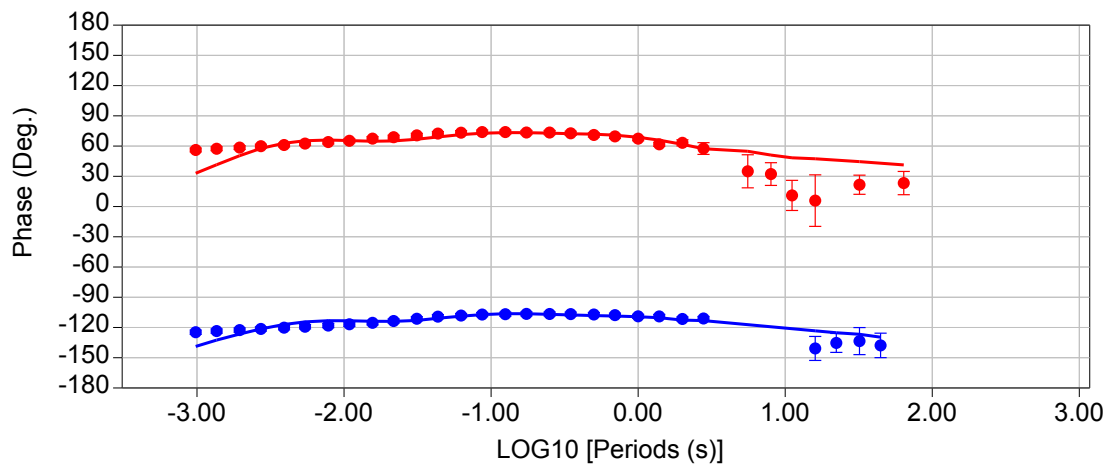
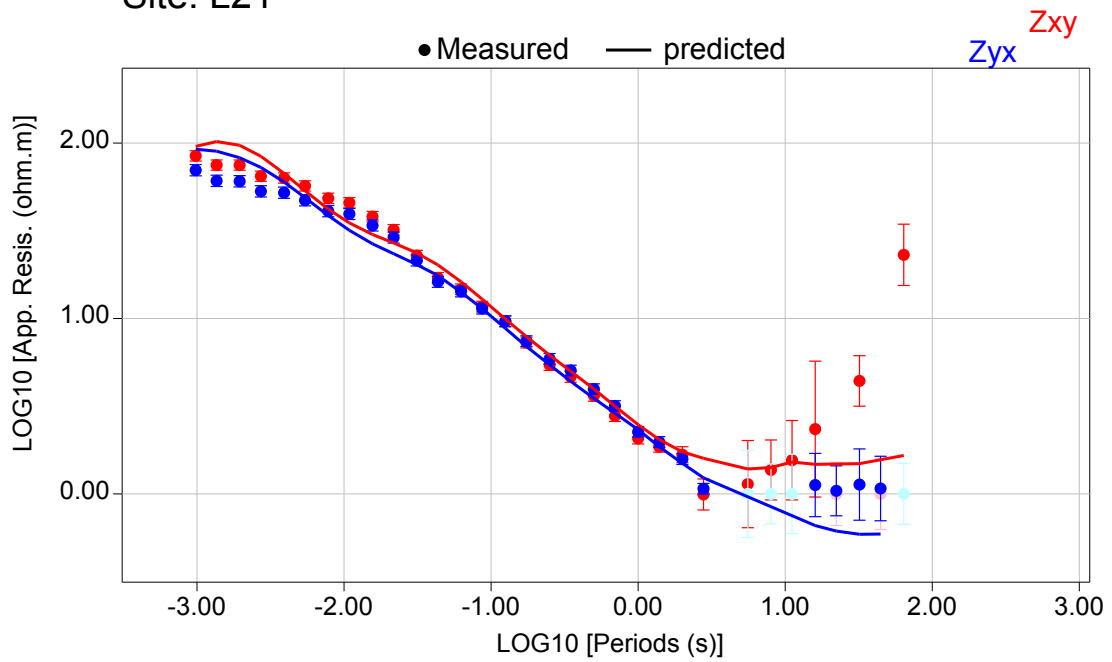


Figura D.19: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L20

Site: L21



Total RMS = 1.30

Zxy RMS = 1.58

Zyx RMS = 1.29

Figura D.20: Ajuste de curvas de resistividad aparente y fase para estación L21

# Apéndice E

## Algoritmos Bayesianos

### Enfoque Bayesiano

La formulación general de un problema inverso en modelación Bayesiana se tienen 3 elementos. Información a Priori de los parámetros del modelo, observaciones experimentales representadas por una densidad de probabilidad sobre el espacio de las observaciones. Finalmente una relación entre el espacio de los parámetros y observaciones. Todo lo anterior se condensa en la siguiente expresión

$$f_{post}(\mathbf{m}) = \frac{1}{\nu} f_{prior}(\mathbf{m}) g_{obs}(d_{pred}(\mathbf{m}))$$

Luego, como en este caso, se asumen distribuciones normales multivariadas se puede encontrar la relación

$$f_{post}(\mathbf{m}) = \frac{1}{\nu} f_{prior}(\mathbf{m}) \mathcal{L}(\mathbf{m})$$

Dónde  $\mathcal{L}(\mathbf{m})$  corresponde a la función de Verosimilitud que se puede tomar proporcional a la densidad volumétrica a priori de las observaciones, evaluadas en la predicción de dicho modelo. Es importante decir que los parámetros al ser cartesianos no es necesario normalizar la relación. ( $\nu = 1$ ).

Al asumir que las observaciones siguen una distribución Normal o Gaussiana, la verosimilitud toma la siguiente forma analítica, dónde se ha considerado la constante positiva que lo acompaña como 1.

$$\mathcal{L}(\mathbf{m}) = e^{-\frac{1}{2}(\mathbf{d}^{pred}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}^{obs})^T \mathbf{C}_x^{-1} (\mathbf{d}^{pred}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}^{obs})}$$

# Algoritmo de Metrópolis

Se utiliza el algoritmo de Metrópolis para producir muestra a posteriori. El método se puede resumir en los siguientes pasos.

- 1 Diseñar una caminata Aleatoria que produzca muestras de  $f_{prior}(\mathbf{m})$ .
- 2 Calcular la verosimilitud de la muestra a probar y la muestra actual.
- 3 Si  $\mathcal{L}_{prueba} \geq \mathcal{L}_{actual}$  se acepta  $m_{prueba}$  como muestra de  $f_{post}$ , se actualiza la muestra actual y se vuelve a realizar la caminata aleatoria.
- 4 Si  $\mathcal{L}_{prueba} < \mathcal{L}_{actual}$ , darle una probabilidad a  $m_{prueba}$  de ser aceptado con una probabilidad definida.
- 5 De ser rechazado, se vuelve a  $m_{actual}$ .