



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

**ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN DE LA CALDERA LAGUNA DEL  
MAULE**

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

CAROLINA CECILIA HONORES BRAVO

PROFESOR GUÍA:  
ANDRÉS PAVEZ ALVARADO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
DANIEL DÍAZ ALVARADO  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

Este trabajo ha sido financiado por Proyecto Fondap Conicyt 15090013 “Centro de  
Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)”

SANTIAGO DE CHILE  
Agosto 2013

# Resumen

Las calderas son estructuras volcánicas de radios kilométricos a deca-kilométricos, que se forman debido a erupciones cuyas magnitudes están entre de las Mayores en el registro geológico. Algunas de ellas aún presentan actividad. La reactivación de estas calderas resurgentes genera uno de los peligros volcánicos más relevantes a nivel global, por lo que su estudio es fundamental para comprender su dinámica interna. La deformación de la superficie y los cambios en las mediciones de microgravedad, son algunos de los efectos típicos de esta actividad. Como esta deformación ocurre en ambientes tectono-volcánicos complejos resulta interesante poder caracterizar la posible naturaleza de dicha deformación: volcánica (movimientos de magmas), tectónica (desplazamientos de fallas) o una compleja combinación de ambas. A su vez, modelar la deformación en zonas volcánicas permitiría inferir la profundidad de los reservorios magmáticos asociados a dicha deformación de superficie y su relación con los sistemas de fallas que controlan las calderas. El propósito de este estudio es caracterizar la zona de deformación de la caldera Laguna del Maule que actualmente se encuentra en un proceso de alzamiento. Trabajos anteriores (2007-2008) han determinado una velocidad de deformación de  $\sim 18.5$  cm/año. Este trabajo permitió corroborar la continuidad de esta actividad. Se levantaron perfiles de gravimetría y observaciones geodésicas de precisión en tres campañas de terreno (2011-2012) en cuatro sectores del campo de deformación. A estas últimas se agregaron observaciones geodésicas de una estación GPS permanente del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, OVDAS del SERNAGEOMIN. La máxima deformación medida fue de: 28.67 cm/año en la coordenada vertical, 11.5 cm/año en la coordenada Este y 6.1 cm/año en la coordenada Norte, con respecto a Sudamérica. Con estos resultados se realizaron dos modelos: el primero con la intención de determinar la geometría del cuerpo responsable y el segundo, un modelo de densidad con la ayuda de la gravimetría, para acotar la naturaleza de este mismo cuerpo. El modelo de la geometría de la fuente de deformación se basa en el algoritmo de McTigue (1987) y asume un semi-espacio infinito homogéneo e isótropo y obedece la ley de Hooke y consiste en tres esferas de diferentes tamaños y a diferentes profundidades. La Mayor de las esferas corresponde a la más superficial (radio de 2893 m y a una profundidad de 1344 m, desde el borde superior al nivel medio de la laguna). Con respecto al modelo de densidad, los cuerpos fueron modelados en secciones de 2.5D, definiendo una densidad de  $1.71$  g/cm<sup>3</sup>, para el modelo de la geometría de la fuente de la deformación. Se interpretaron los modelos como el camino del flujo de calor desde una profundidad Mayor a 10 km hasta una zona de baja densidad que se expande bajo la superficie (1300 m bajo la superficie), acumulándose principalmente en el centro de la deformación.

# Abstract

Calderas are volcanic structures with kilometeric to deca-kilometeric radii, which are formed by eruptions whose magnitudes are between the largest in the geological record. Some of them still have activity. The revival of these boilers resurgent calderas generates one of the most significant volcanic hazards worldwide, so its study is fundamental to understanding its internal dynamics. The deformation of the surface and changes in micro-gravity measurements are some of the typical effects of this activity. As this deformation occurs in complex tectono-volcanic environments, it is interesting to characterize its nature: volcanic (magmatic movements), tectonics (faults displacement) or a complex combination of both. In turn, the deformation model in volcanic areas would help to infer the depth of the magma reservoirs associated with the surface deformation and its relationship with fault systems that control the calderas. The purpose of this study is to characterize the deformation zone of the Laguna del Maule caldera which is currently in an uplift process. Previous works (2007-2008) have identified a strain rate of  $\sim 18.5$  cm/year. This study corroborated the continuity of this activity. Gravimetric profiles were made together with precision geodetic observations, in three field campaigns (2011-2012) in 4 sectors of the deformation zone. This dataset was completed with geodetic observations from a permanent GPS station of Volcano Observatory of the Southern Andes (OVDAS) of SERNAGEOMIN. The maximum deformation measured was: 28.67 cm/year in the vertical coordinate, 11.5 cm/year in the East coordinate and 6.1 cm/year in the North coordinate with respect to South America. With these results, two models were made: the first one in order to define the geometry of the body responsible of the observed deformation, and the second one, a density model using gravimetry, in order to define the nature of this very body. The model defining the geometry of the deformation source is based on McTigue algorithm (1987) and assuming a semi-infinite space homogeneous and isotropic, which obeys Hooke's law and consists of three spheres with different sizes and depths. The largest of the spheres is the shallowest (radius of 2893 m and a depth of 1344 m, from the top to the average level of the lagoon). Regarding the density model, the bodies were modeled in 2.5D sections, defining a density of  $1.71$  g/cm<sup>3</sup>, for the geometry of the deformation model. Models were interpreted as the heat flow path from a depth of 10 km to a low density area which expands about the surface (1300 m below the surface), accumulated mainly in the center of the observed deformation.

# Agradecimientos

Comenzaré agradeciendo a los profesores Andrés Pavez y Juan Carlos Báez porque gran parte de este trabajo se debe a su esfuerzo y buena voluntad.

A los profesores de la comisión: Daniel Díaz y Diego Morata, por su paciencia y buena voluntad en participar.

Al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes por el financiamiento de la tesis (y de la estudiante).

Al profesor Christophe Vigny por confiarnos los instrumentos del Laboratorio Internacional Asociado (LIA) y al profesor Juan Carlos Báez por el uso de instrumentos de Departamento de Ciencias Geodésicas y Geomática de la Universidad de Concepción, ambos esenciales en este trabajo.

A los participantes extras que muchas veces tomaron el rol de “profesor guía”, en especial a Andrei Maksymowicz y a Ricardo Aravena y a los profesores del Departamento de Geofísica.

A don Luis Torres, alcalde de mar de Laguna del Maule, por su hospitalidad, asados y buenas historias.

Para finalizar quiero agradecer a los que aportaron con la fuerza, la alegría, el apoyo, la confianza y la compañía =): mis hermanos y mis papás, mi nueva familia: Fernando y mis compañeros y grandes amigos: Paula, Karin y Jorge.

# Tabla de Contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Sistemas Geotermales y deformación de calderas . . . . .	2
1.1.1. Calderas . . . . .	2
1.1.2. Sistemas geotermales . . . . .	2
1.1.3. Deformación de calderas y su relación con sistemas hidrotermales . .	3
1.2. Caso de estudio . . . . .	4
1.3. Objetivos . . . . .	5
1.4. Metodología . . . . .	5
<b>2. Características geológicas de la zona de estudio</b>	<b>7</b>
2.1. Introducción . . . . .	7
2.1.1. Zona Volcánica Sur, ZVS . . . . .	7
2.2. Laguna del Maule . . . . .	9
2.2.1. Sistema de fallas . . . . .	11
2.2.2. Complejo Volcánico Laguna Del Maule . . . . .	18
2.2.3. Manifestaciones hidrotermales . . . . .	20
2.2.4. Concesiones Geotérmicas . . . . .	21
2.2.5. Sistema Geotermal Mariposa (MGS) . . . . .	23
<b>3. Metodología</b>	<b>26</b>
3.1. Gravimetría . . . . .	26
3.1.1. Programas . . . . .	26
3.1.2. Instrumentos . . . . .	26
3.1.3. Procesamiento . . . . .	27
3.2. GPS . . . . .	37
3.2.1. Programas . . . . .	37
3.2.2. Instrumentos . . . . .	37
3.2.3. La señal GPS . . . . .	37
3.2.4. Tipos de Posicionamiento . . . . .	38
3.2.5. Observables GPS . . . . .	39
3.2.6. Sesgos y errores . . . . .	41
3.2.7. Dobles diferencias . . . . .	43
3.2.8. Combinación lineal de observables, LC . . . . .	43
3.2.9. Detección de saltos de ciclos o cycle slip . . . . .	45
3.2.10. Bernese y TRACK . . . . .	45

<b>4. Resultados</b>	<b>46</b>
4.1. Gravimetría . . . . .	46
4.1.1. Determinación de la altura. . . . .	47
4.1.2. Determinación de la densidad promedio. . . . .	48
4.1.3. Compensación isostática . . . . .	51
4.1.4. Anomalía Residual . . . . .	52
4.2. GPS . . . . .	54
<b>5. Análisis</b>	<b>59</b>
5.1. Anomalía Residual de gravedad . . . . .	59
5.2. Análisis en el espacio de Fourier . . . . .	61
5.2.1. Derivadas y gradiente horizontal . . . . .	62
<b>6. Modelos</b>	<b>64</b>
6.1. Método de simulación estadístico o cuasi-Monte Carlo. . . . .	64
6.2. Prueba de bondad de ajuste . . . . .	65
6.3. Procedimiento . . . . .	65
6.3.1. Efecto topográfico . . . . .	66
6.3.2. Modelo: una esfera . . . . .	66
6.3.3. Modelo: tres esferas . . . . .	67
6.4. Resultados de los modelos . . . . .	69
6.4.1. Una esfera . . . . .	69
6.4.2. Tres esferas . . . . .	71
6.5. Análisis del modelo . . . . .	73
6.6. Modelo de densidad . . . . .	74
6.7. Discusiones . . . . .	79
<b>7. Conclusiones</b>	<b>82</b>
7.1. Alcances del modelo . . . . .	84
<b>Bibliografía</b>	<b>86</b>
<b>A. Tabla de datos de gravedad</b>	<b>93</b>
<b>B. Tabla de datos de microgravedad</b>	<b>96</b>

# Índice de Figuras

1.1. Modelo conceptual de un sistema asociado a una caldera . . . . .	3
1.2. Resultado del trabajo de Fournier et al. (2010) para Laguna del Maule. . . . .	6
2.1. Mapa Esquemático de Sudamérica . . . . .	8
2.2. Anomalía de Bouguer a lo largo del arco frontal . . . . .	9
2.3. Algunos volcanes en los alrededores de Laguna del Maule. . . . .	10
2.4. Foto de Laguna del Maule. . . . .	11
2.5. Esquema del Complejo Volcánico Laguna del Maule modificado del trabajo de Munizaga (1978). . . . .	12
2.6. Esquema del Complejo Volcánico Laguna del Maule modificado del trabajo de González & Vergara (1960). . . . .	13
2.7. Mapa geológico de Laguna del Maule del trabajo de Muñoz & Niemeyer (1984). . . . .	14
2.8. Leyenda del mapa de la Figura 2.7 . . . . .	15
2.9. Imagen Landsat 7 ETM+ de la zona del Maule . . . . .	16
2.10. Distribución de las fisuras cuaternarias expuestas en la zona . . . . .	17
2.11. Vista E de la laguna . . . . .	18
2.12. Vista S de la laguna . . . . .	19
2.13. Vista O de la laguna . . . . .	20
2.14. Vista S de la laguna . . . . .	20
2.15. Imagen Landsat 7 ETM+ de la zona del Maule y unidades definidas . . . . .	21
2.16. Imagen Google Earth y fuentes de aguas termales. . . . .	22
2.17. Concesiones vigentes otorgadas en la Región del Maule . . . . .	22
2.18. Área del Sistema Geotermal Mariposa . . . . .	23
2.19. Perfiles de temperatura obtenidas en los tres pozos . . . . .	24
2.20. Resultados de las campañas de MT. . . . .	24
2.21. Sección transversal de MT . . . . .	25
3.1. Relación entre las lecturas del gravímetro LaCoste & Romberg G411 y su equivalencia a miligales. . . . .	27
3.2. Esquema de la realización de la campaña gravimétrica. . . . .	28
3.3. Esquema de como se aplica la corrección topográfica. . . . .	31
3.4. Algoritmo del programa Oasis montaj para campo cercano . . . . .	31
3.5. Algoritmo del programa Oasis montaj para campo intermedio . . . . .	32
3.6. Algoritmo del programa Oasis montaj para campo lejano . . . . .	32
3.7. Modelo de la geometría de la laguna . . . . .	33
3.8. Corrección por efecto de la laguna . . . . .	34
3.9. Esquema de los tipos de señales que emite el satélite. . . . .	38

3.10.	Esquema simple de la modulación de los códigos. . . . .	38
3.11.	Esquema para el calculo de pseudorange . . . . .	41
3.12.	Esquema de definición de ambigüedad . . . . .	42
4.1.	Modelo de elevación digital de Laguna del Maule . . . . .	47
4.2.	Resultados de la elevación de los estaciones de gravedad . . . . .	49
4.3.	Estimación de la densidad promedio utilizando el método de Nettleton (1939); perfil 1 . . . . .	50
4.4.	Estimación de la densidad promedio utilizando el método de Nettleton (1939); perfil 2-3-4 . . . . .	51
4.5.	Estimación de la densidad promedio utilizando el método de Parasnis (1962)	52
4.6.	Anomalía Residual de gravedad. . . . .	53
4.7.	Movimiento Abosluto para las estaciones MA01 y MA02. . . . .	54
4.8.	Movimiento Abosluto para las estaciones MA03, MA04 y MAUL. . . . .	55
4.9.	Velocidad de movimiento absoluto . . . . .	56
4.10.	Velocidad de movimiento natural de la superficie . . . . .	57
4.11.	Velocidad de movimiento relativo de la deformación . . . . .	58
5.1.	a) Calsificación de anomalías definidas en este trabajo. b) Distribucón de las prin- cipales fallas descritas por trabajaos anteriores. . . . .	60
5.2.	Perfiles de gravedad . . . . .	61
5.3.	Análisis de Fourier. Arriba a la izquierda: Primera Derivada Horizontal en Y; arriba a la derecha: Primera Derivada Horizontal en X; abajo: Gradiente Horizontal. . . . .	63
6.1.	Corrección por topografía . . . . .	66
6.2.	Definición de parámetros del modelo . . . . .	67
6.3.	Geometría del modelo de la fuente. . . . .	68
6.4.	Esquema de parte del desarrollo del modelo. . . . .	68
6.5.	Modelo: una esfera. . . . .	69
6.6.	Resultado del modelo: una esfera para la velocidad de deformación . . . . .	70
6.7.	Modelo: tres esferas. . . . .	71
6.8.	Resultado del modelo: tres esferas para la velocidad de deformación . . . . .	72
6.9.	Resumen de las principales fallas descritas en trabajos previos. . . . .	74
6.10.	Correlación entre los unidades y la gravedad, del perfil 1 y 3. Las anomalías positivas medidas tiene una respuestas en las unidades superficiales, en cambio la baja de resistivdad al final del perfil, da para suponer que es la respuesta de un cuerpo bajo la superficie. . . . .	75
6.11.	Correlación entre los unidades y la gravedad, del perfil 2. En este caso, la zona de alteración hidrotermal descritas en trabajos previos no es consecuente con la respuesta de la gravedad. . . . .	75
6.12.	Modelo de densidad para los perfiles 1 y 3. . . . .	76
6.13.	Modelo de densidad para el perfil 2. . . . .	77
6.14.	Esquema propuesto por Rymer (1994) para deducir los procesos físicos de la cámara magmática . . . . .	80
6.15.	Resultado del esquema con datos de este trabajo . . . . .	81
7.1.	Esquema de modelo conceptual propuesto de Laguna del Maule. . . . .	84



# Índice de Tablas

4.1. Resultados de microgravedad . . . . .	46
4.2. Errores en metros asociado a la coordenada Z por perfil. . . . .	48
4.3. Errores promedio en metros para las 3 coordenadas por perfil. . . . .	48
4.4. Resultados para la densidad promedio utilizando 3 métodos. . . . .	48
4.5. Resultados del método de Nettleton por perfil . . . . .	49
4.6. Resultado del método de Nettleton para todos los datos . . . . .	50
4.7. Resultados para el método de Parasnis por perfil. . . . .	52
4.8. Resultados para el método de Torge por perfil. . . . .	52
4.9. Estimación de la precisión de la Anomalía Residual. . . . .	53
4.10. Resultados de las estaciones GPS en cm/año: Movimiento Absoluto. . . . .	56
4.11. Resultado del movimiento de la estación de Referencia. . . . .	57
4.12. Resultado de la velocidad de movimiento relativo de la deformación. . . . .	58
6.1. Coordenadas para el vector de velocidad del modelo: una esfera. . . . .	69
6.2. Coordenadas para el vector de velocidad del modelo: tres esferas . . . . .	71

# Capítulo 1

## Introducción

Los sistemas geotermales pueden desarrollarse en distintos escenarios y se han clasificado en función de diferentes criterios: geológicos, geofísicos, hidrológicos y de ingeniería. Uno de los más atractivos, energéticamente hablando, y uno de los más comunes en este país corresponde al sistema geotérmico proveniente de un sistema volcánico.

Si bien estos sistemas a menudo se desarrollan en ambientes volcánicos (Kruger, 1976; Henley & Ellis, 1983; Wood, 1995; Goff & Janik, 2000; Todesco, 2008), también pueden encontrarse en otros como por ejemplo en cuencas sedimentarias.

Dentro de estos ambientes volcánicos, las calderas reúnen todos los factores que propician la formación de un sistema hidrotermal; poseen el sistema estructural y una fuente de calor. De manera general, las calderas se forman debido a una gran erupción generando una enorme depresión. Esta depresión se caracteriza por un complejo sistema de fallas que permite el flujo de agua desde la superficie hasta el interior. esta agua, que se ha calentado producto de la fuente de calor presente en estos ambientes, al ascender, por diferencias de presión y densidad, queda atrapada en “trampas geológicas”. Estas trampas son capas o estratos permeables que subyacen estratos impermeables, logrando que esta agua permanezca en estos lugares, los reservorios.

Con respecto a la actividad de un sistema volcánico, ésta puede ser caracterizada desde la geofísica a través de mediciones de cambios en la sismicidad, deformaciones superficiales, variaciones de temperaturas y cambios en los campos de potencial. Estas respuestas son producto de complejos procesos tectónicos o volcánicos. El principal desafío es poder diferenciar la respuesta de ambos fenómenos, ya que en algunos casos la naturaleza del responsable de los cambios registrados en las mediciones es producto de uno de los dos tipos de procesos, una combinación entre ambos o un proceso que desencadena el segundo, etc; el problema es que en ambos casos sus respuestas finales (las medibles) son “sutilmente” las mismas (Dvorak & Dzurisin, 1997; Battaglia et al., 1999, Murray et al., 2000; Lipman, 2000; Pritchard & Simons, 2002, Cole et al., 2005; Todesco, 2008; Gottsmann & Battaglia, 2008; Fournier et al., 2010).

La motivación de este trabajo es estudiar el origen de la actividad de una caldera activa, es decir determinar la naturaleza del responsable de esta actividad. ¿Son procesos volcánicos, como por ejemplo desplazamiento de magma, los responsables de la deformación? ¿o el flujo de aguas hidrotermales proveniente de un sistema geotermal que se ha desarrollado en el lugar?,

o ¿quizás una combinación de procesos de distinta naturaleza que han gatillado diferentes procesos?. Cualquiera sea el caso, este trabajo permitirá complementar el conocimiento sobre la dinámica de una caldera activa y mejorar la comprensión de las estructuras que permiten el desarrollo de un sistema hidrotermal alojado en una de ellas.

## 1.1. Sistemas Geotermales y deformación de calderas

### 1.1.1. Calderas

Una caldera es una estructura volcánica que se forma cuando el techo de la cámara magmática colapsa generando grandes depresiones en superficie (Martí et al., 2008).

En general se asume que este colapso es el resultado de una descompresión que se produce dentro de la cámara magmática producto del vaciado de ella después de una gran erupción (Lipman, 2000b, Acocella, 2007, Martí et al, 2008). Existe otro mecanismo que explica el colapso como un resultado de sobrepresión dentro de la cámara producto de la migración de magma, desgasificación, etc. (Gudmundsson et al., 1997, Acocella, 2007, Martí et al, 2008).

Este proceso puede tardar de horas a años (Acocella, 2007) y puede ser descrito en diferentes etapas: a) volcanismo pre-colapso: se forman domos de lava pre-caldera y ocurren pequeñas erupciones y que por lo general son los únicos registros de acumulación o de migración de magma, b) subsidencia: colapso asociado a una gran erupción comenzando con una fisura central, seguido de una fisura con forma de anillo, c) magmatismo post-colapso y resurgencia: volcanismo después de colapso, que puede ser esporádico y la acumulación de magma puede elevar la parte central de la caldera como levantamiento de bloques o domos. Estos levantamientos pueden ser también causados por intrusivos y d) actividad hidrotermal y mineralización: esto puede ocurrir durante todo el proceso de la formación de la caldera pero es dominante cuando se forma un sistema hidrotermal (Lipman, 2000; Cole et al., 2005).

### 1.1.2. Sistemas geotermales

Un sistema geotermal se compone de tres elementos principalmente: a) agua, que es el responsable del transporte de calor, b) una fuente de calor, que permite que esta agua, que desciende desde la superficie, se caliente y c) un depósito de roca permeable, que funciona como una trampa geológica para que esta agua ascienda producto de diferencias de presión y densidad una vez que se ha calentado. Dependiendo de cómo se relacionan estos 3 elementos de acuerdo a criterios geológicos, geofísicos, hidrológicos y de ingeniería, se pueden definir 5 tipos de sistemas geotérmicos: a) sistemas ígneos jóvenes, b) sistemas tectónicos, c) sistemas geopresurizados, d) sistema de rocas calientes secas y e) *magma tap system* (Goff & Janik, 2000). Los tres primeros son reservorios naturales de agua caliente y se denominan genéricamente sistemas hidrotermales y los dos segundos requieren del bombeo de agua hacia el suelo y luego un bombeo hacia la superficie para extraer el calor (Goff & Janik, 2000).

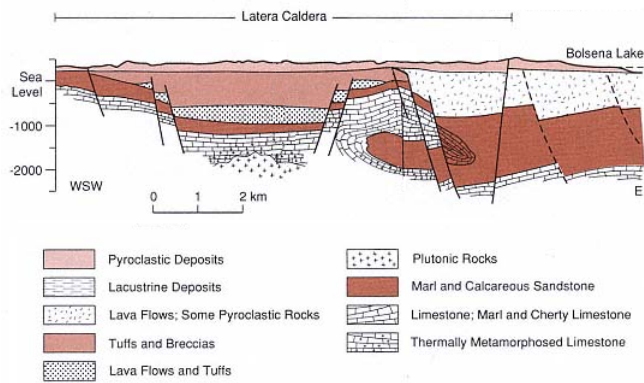


FIGURA 1.1: Sección interpretativa de la caldera Latera en Italia. El principal yacimiento hidrotermal se encuentra dentro de las rocas sedimentarias (principalmente calizas) debajo de la caldera. Las secciones transversales se basan en la cartografía geológica, estudios geofísicos, y las muestras de perforación. Los sistemas hidrotermales dependen de la extensión de las zonas permeables por debajo de la caldera o dentro de los depósitos de la caldera. En la mayoría de las calderas que contienen depósitos de toba densamente soldados, los sistemas hidrotermales se limitan a fracturas del anillo de la caldera y fallas, que forman zonas de permeabilidad. *Modificado de Wohletz & Heiken, 1992*

### 1.1.3. Deformación de calderas y su relación con sistemas hidrotermales

Una de las principales motivaciones en el estudio de calderas o sistemas volcánicos es determinar las estructuras que controlan el comportamiento de las calderas durante periodos de actividad ya que puede ayudar a mitigar los riesgos volcánicos asociados. Además, la comprensión de los sistemas estructurales es importante para la planificación de explotación geotérmica y mineral.

Una de las técnicas comúnmente utilizadas para el estudio volcánico, es estudiando la deformación de la superficie. Modelar la deformación del suelo en zonas volcánicas es considerado una importante herramienta para inferir la profundidad de la cámara magmática y su sistema de fallas, además está relacionado con la ubicación y magnitud de un sistema geotermal y es también utilizado como medio de monitoreo (Dvorak & Dzurisin, 1997; Battaglia et al., 1999, Murray et al., 2000; Lipman, 2000; Pritchard & Simons, 2002, Cole et al., 2005; Todesco, 2008; Gottsmann & Battaglia, 2008; Fournier et al., 2010).

La deformación del suelo, cambios de la gravedad y actividad sísmica, además de los cambios en la composición, la temperatura o la descarga de fluidos hidrotermales son fenómenos característicos de la actividad de un sistema volcánico y pueden ser de naturaleza volcánica o no-volcánica, es decir pueden ser producto por ejemplo, de movimiento de magma o de una consecuencia de la actividad del sistema hidrotermal, respectivamente (Dvorak & Dzurisin, 1997; Battaglia et al., 1999, Murray et al., 2000; Lipman, 2000; Pritchard & Simons, 2002, Cole et al., 2005; Todesco, 2008; Gottsmann & Battaglia, 2008; Fournier et al., 2010).

Algunos autores proponen que la recarga de magma en muchas calderas ha provocado o puede provocar un “abombamiento” del suelo causado por el aumento de presión en la cámara (Lipman, 2000; Cole et al., 2005). Otro fenómeno de similar naturaleza y con igual

resultado se produce cuando sube o intruye magma en niveles superficiales de la corteza (Todesco, 2008). De acuerdo al trabajo de Dvorak & Dzurisin (1997) el cambio neto de la forma de suelo después de una erupción revela como el magma se ha acomodado dentro del volcán.

Sin embargo, el hecho de que algunas calderas hayan tenido episodios de subsidencia sin que exista una clara evidencia de un intrusivo en la corteza (Campi Flegrei y Yellowstone), ha llevado a algunos a sugerir que el levantamiento es causado por perturbaciones en los sistemas hidrotermales de las calderas en lugar de la intrusión de magma (Battaglia, 1999).

Otros fenómenos como las transiciones de fase y el desplazamiento de agua que ocurren dentro del sistema hidrotermal, pueden provocar que la distribución de densidad del subsuelo cambie y en consecuencia se deforme. Esta deformación de la superficie puede ser también asociada a la expansión térmica de las rocas en contacto con fluidos calientes (Todesco, 2008).

## 1.2. Caso de estudio

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, parece evidente que para desarrollar conocimiento de las causas y consecuencias de los procesos volcánicos y del posible desarrollo de un sistema hidrotermal, se requiere estudiar una caldera activa.

La caldera Laguna del Maule de  $<0.3$  Ma se localiza en los  $\sim 36^\circ\text{S}$  cerca de la frontera Chile-Argentina en la Región del Maule. Geológicamente está ubicada en una zona de transición (TSVZ: Transitional South Volcanic Zone, Zona Volcánica Sur Transicional) entre los volcanes formados principalmente de dacitas y andesitas basálticas ( $33^\circ\text{S} - 34^\circ\text{S}$ ) y los volcanes al sur de los  $37^\circ\text{S}$  compuestos en su mayoría de basaltos y andesitas basálticas. Esta zona tiene la particularidad de albergar una amplia gama de tipos de rocas. Se pueden encontrar desde basaltos a riolitas. La laguna del Maule contiene un grupo de pequeños estratovolcanes, domos de lava y conos piroclásticos del Pleistoceno-Holoceno.

Actualmente no existe actividad volcánica en la zona, pero la presencia de fuentes termales en las cercanías del estero Las Nieblas y en los baños Campanario indican que existe un flujo térmico importante. Se estima que Laguna del Maule posee un potencial geotérmico de 50-200 MW y Calabozos, 300-1000 MW (Ramirez & Lahsen, 2006). Además la presencia de alteración hidrotermal y concesiones para la exploración y pronta explotación de energía geotérmica, sugiere que la caldera es parte de un gran sistema geotermal.

Recientemente el trabajo de Fournier et al. (2010) puso en evidencia la deformación de la caldera Laguna del Maule. La máxima tasa de deformación observada entre Enero del 2007 a Enero del 2008 tiene alrededor de 18.5 cm/año. El modelo que los autores proponen correspondería a un sill ubicado a unos 5 km de profundidad con un ángulo de inclinación de  $\sim 20^\circ$  y una abertura aproximada de 60 cm/año. Esta deformación sería el resultado debido al crecimiento de la cámara magmática o por inyección de fluido hidrotermal. Figura 1.2. Si bien no se ha establecido la fuente responsable, el entorno en donde se encuentra la Laguna del Maule, una zona con un gran potencial geotérmico, da a creer que el sistema hidrotermal juega un papel importante dentro de este fenómeno de deformación.

Estos hechos, junto con los antecedentes antes mencionados, hacen de la Laguna del

Maule, una zona que reúne los elementos que se quieren estudiar: procesos volcánicos y sistemas geotermiales. Este trabajo entonces, tiene como fin contestar la pregunta de cómo y quién o quiénes generan la actividad actual de la caldera y si se relaciona, y cómo con su sistema geotermal. Para ello se complementa la geología del lugar con modelos matemáticos antes realizados, para generar nuevos modelos que incorporen más información.

### 1.3. Objetivos

Establecer la fuente responsable de la zona de deformación de la caldera Laguna del Maule.

Específicamente:

- Caracterizar las estructuras subyacentes que se encuentran bajo el relleno de la caldera.
- Determinar la tasa de deformación actual de la caldera.
- Modelar la deformación superficial.
- Estimar la posible relación entre la deformación y el sistema hidrotermal.

### 1.4. Metodología

Como se ha mencionado, la deformación superficial puede ser consecuencia de un fenómeno magmático o de actividad de fluidos hidrotermales, sin embargo, cualquiera sea la naturaleza del responsable la deformación, la actividad en sistemas volcánicos casi inevitablemente produce efectos geodésicos antes, durante y después de una erupción. Las mediciones geodésicas por sí solas no pueden discriminar entre una intrusión de magma o fluido, sin embargo, en conjunto a mediciones de gravedad puede limitarse la masa de la fuente. Combinando ambas metodologías se puede restringir mejor el origen de la actividad.

Utilizando GPS, se determinó la actual tasa de deformación junto con realización de mediciones de microgravedad en los mismos puntos. Paralelamente se realizaron mediciones de gravedad en los alrededores de la zona de deformación.

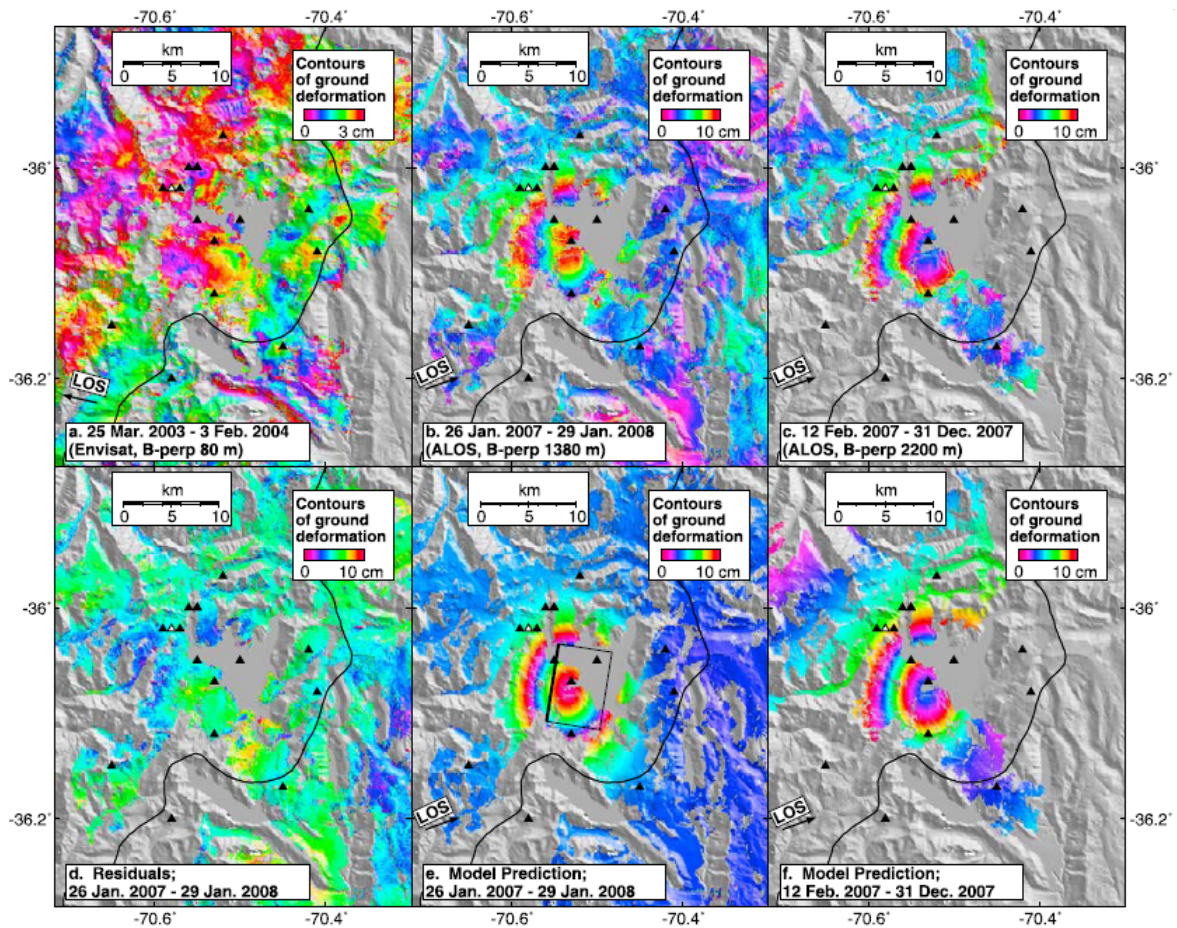


FIGURA 1.2: Resultado del trabajo de Fournier et al., 2010 para Laguna del Maule. (a) La imagen del Envisat que se extiende desde Marzo 2003 hasta Febrero 2004 no muestra deformación, pero (b) y (c) en imágenes ALOS del 2007-2008 muestran una inflación. Ambos de los interferogramas ALOS se usan para modelar la fuente de deformación con un sill como estructura. (d) Imagen residual que abarca desde Enero 2007 a Enero 2008. (e) Predicción del modelo. La proyección de la superficie del modelo se dibuja como un rectángulo negro con el borde del updip del sill más oscuro. (f) Predicción del modelo para Febrero 2007 a Diciembre 2007. La línea negra muestra la frontera entre Chile y Argentina, triángulos blancos y negros muestran los volcanes del Holoceno de diferentes catálogos. La línea de visión (LOS) entre el satélite y el suelo se muestra con una flecha.

# Capítulo 2

## Características geológicas de la zona de estudio

### 2.1. Introducción

La caldera Laguna del Maule se ubica en la Zona Volcánica Sur, que corresponde a una de las 4 zonas en las que se puede caracterizar la Cordillera de los Andes: Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA) (Stern, 2004). Cada zona presenta particularidades únicas que las distinguen del resto de las otras. Para entender estas diferencias y conocer por qué es tan especial la litología de la caldera Laguna del Maule, es necesario comenzar estudiar desde lo más general.

Cada zona se diferencia de otra de acuerdo a características como: las variaciones en la topografía, la morfología, la tectónica, la distribución de la cuenca, el tipo de volcanismo, la geometría de subducción, las estructuras profundas en la litosfera y la historia geológica. Por ejemplo, la ZVC presenta una corteza gruesa, 70 km de espesor. Las otras tres zonas también presentan valores distintos entre sí: la ZVN tiene un espesor cortical de 40 km, la ZVS de 35 km y por último la ZVA posee la corteza más delgada, <35 km (Harmon et al., 1984; Hildreth & Moorbath, 1988, Stern & Killian, 1996; Stern, 2004; Stern et al., 2007).

Otra diferencia entre las zonas es la edad de la corteza. La más joven corresponde a la ZVA (>24 Ma), la sigue la ZVS con una corteza del Mesozoico-Cenozoico, luego se tiene una corteza un poco más antigua (ZVN) y por último la ZVC presenta una corteza del Precámbrico-Paleozoico inferior (Harmon et al., 1984; Hildreth & Moorbath, 1988, Stern & Killian, 1996; Stern, 2004; Stern et al., 2007).

Una última característica que se puede mencionar corresponde al tipo de roca volcánica que se puede encontrar en cada zona. En general en todas las zonas se encuentran rocas volcánicas del tipo andesíticas y dacíticas, sin embargo, en la ZVS, las rocas de la parte sur de esta zona son del tipo basaltos y basaltos andesíticos (Harmon et al., 1984; Hildreth & Moorbath, 1988, Stern & Killian, 1996; Stern, 2004; Stern et al., 2007).

#### 2.1.1. Zona Volcánica Sur, ZVS

La Zona Volcánica Sur está situada entre los 33°S (subducción de la Dorsal de Juan Fernández) y los 46°S (subducción de la Dorsal de Chile). La edad del slab varía entre 40 Ma



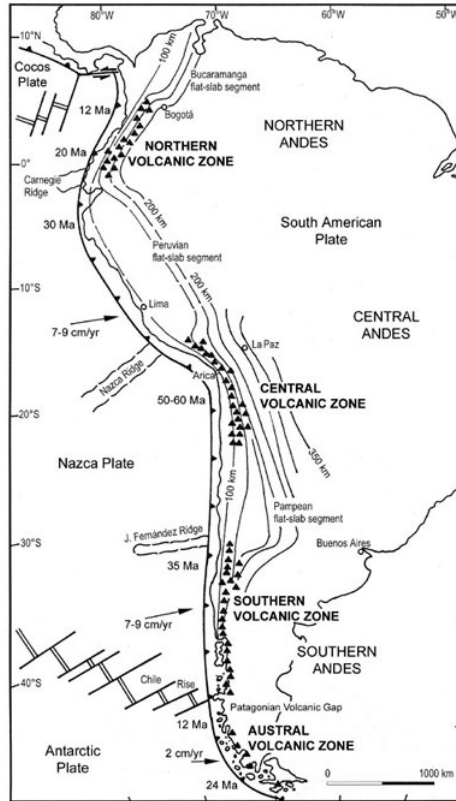


FIGURA 2.1: Mapa Esquemático de Sudamérica. Stern, 2004

(al N de los 37°S) a los 18 Ma (al S de los 37°S) y subduce a una velocidad de 7-9 cm/año en dirección 22°-30° NE con respecto a la fosa. El ángulo de subducción aumenta de ~20° en el extremo norte, a >25° en el extremo sur. Como consecuencia, la distancia desde la fosa al frente volcánico disminuye de > 290 km al N hasta <270 km al S y la profundidad del slab debajo del frente desciende de 120 a 90 km (Hildreth & Moorbath, 1988; Tormey et al., 1991; Stern, 2004; Cembrano & Lara, 2009)

Por otra parte el espesor de la corteza bajo el arco volcánico disminuye de manera constante desde 50 km en 33°S a 35 km en 46°S, con una disminución en la altitud media de la Cordillera Principal, de 5000 metros a menos de 2000 metros. De acuerdo a la Figura 2.2, a lo largo del arco frontal, la anomalía de gravedad de Bouguer sugiere un aumento en el espesor cortical hacia el norte (Tassara & Yáñez, 2003; Cembrano & Lara, 2009).

Debido a diferencias petrográficas, la ZVS se ha dividido en 4 zonas: norte (ZVSN), transicional (ZVST), central (ZVSC) y sur (ZVSS) (Tormey et al., 1991; López-Escobar et al., 1993; Stern, 2004; Stern et al., 2007; Cembrano & Lara, 2009).

A escala del arco volcánico, la variación composicional de los magmas es controlada en primer orden por el espesor de la corteza. Mientras menor sea el aporte cortical en la generación del magma su composición será más basáltica (Rogers & Hawkesworth, 2000). De acuerdo a esto, el área de la zona donde el espesor de la corteza es mayor (~50 km) predominan rocas volcánicas de composición dacíticas y andesitas basálticas (ZVSN). En cambio en la ZVSC y ZVSS, donde el espesor de la corteza disminuye a ~35 km, las rocas varían a

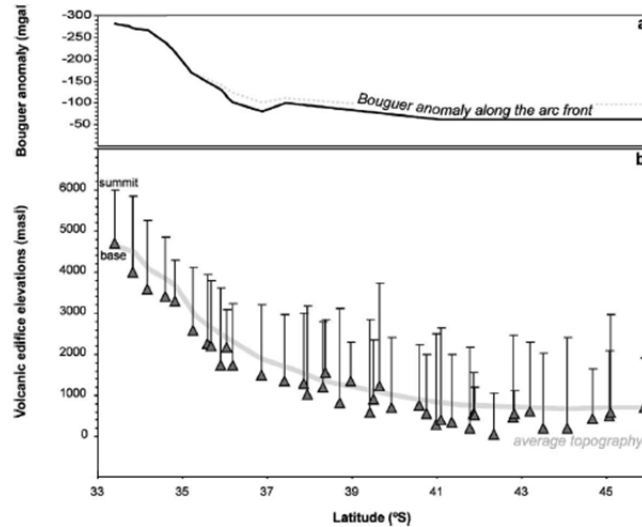


FIGURA 2.2: a) Anomalia de Bouguer a lo largo del arco frontal. b) Elevaciones basales y cumbres de centros volcánicos a lo largo de la parte frontal del arco, junto con el relieve topográfico promedio. *Cembrano & Lara, 2009.*

andesitas basálticas y basálticas (Harmon et al., 1984; Hildreth & Moorbath, 1988; Tormey et al., 1991; López-Escobar et al., 1993, 1995, 1997; Davidson et al., 1991; Ramos, 1999; Stern, 2004; Stern et al., 2007; Cembrano & Lara, 2009).

Sin embargo, en la Zona Volcánica Sur Transicional (34.5°- 37° S) las rocas volcánicas varían considerablemente de un centro volcánico a otro. Por ejemplo, en el complejo volcánico Planchón-Peteroa-Azufre, Figura 2.3, el tipo de rocas que predominan son andesitas basálticas y dacitas, aunque el volcán Planchón ha expulsado sólo basaltos y andesitas basálticas (Tormey et al., 1991; Naranjo & Haller, 2002; Stern et al., 2007; Smithsonian Institution, Global volcanism report). El complejo volcánico San Pedro-Pellado incluye magmas que van desde basalto primitivo a riolitas ricas en sílice, aunque el magma dominante es andesítico basáltico (Hildreth & Moorbath, 1988; Davidson et al., 1988; Dungan et al., 2001; Costa & Singer, 2002; Stern et al., 2007), al igual como ocurre en el estratovolcán Cerro Campanario (Hildreth et al., 1998). El volcán Nevado de Longaví es también un volcán composicionalmente atípico, predominan las rocas andesíticas, sin embargo, ha emitido magmas de composición basáltica a dacítica (Sellés et al., 2004, Cembrano & Lara, 2009). Por último, el campo volcánico Puelche constituye el principal agrupamiento de lavas riolíticas cuaternarias conocido hasta la fecha en la ZVS (Hildreth et al. 1999).

## 2.2. Laguna del Maule

El complejo volcánico Laguna del Maule de <0.3 Ma se localiza en los  $\sim 36^{\circ}\text{S}$  cerca de la frontera Chile-Argentina en la Región del Maule, cubre una zona de  $\sim 500 \text{ km}^2$ . Posee dos grandes características: primero se encuentra ubicado en una zona de transición (TSVZ) entre los volcanes formados principalmente de andesitas (33°-34°S) y los volcanes al S de los 37°S compuestos en su mayoría de basaltos y andesitas basálticas y segundo lugar, en un



FIGURA 2.3: Algunos volcanes en los alrededores de Laguna del Maule.

área relativamente pequeña ( $\sim 300 \text{ km}^2$ ) se encuentra la asociación basalto-andesita-dacita-riolita, la cual hasta hoy no ha sido descrita en otros centros volcánicos chilenos (González & Vergara, 1960; Munizaga, 1979; López-Escobar & Munizaga, 1983; Muñoz & Niemeyer, 1984; Hildreth et al., 2009).

Se cree que la morfología actual de la zona es el resultado de procesos tectónicos, volcánicos y glaciares. Por ejemplo algunas evidencias indirectas indicarían que el lago fue originado por procesos glaciares y tectónicos y que el represamiento de las aguas del lago es principalmente por efusiones volcánicas (Munizaga, 1979). El complejo Laguna del Maule ha tenido pocos edificios volcánicos mayores pero más de  $250 \text{ km}^3$  de productos han hecho erupción en los últimos 1.5 Ma desde los al menos 130 centros de emisión identificados. Estudios anteriores han datado la mayoría de las unidades presentes con el fin de reconstruir la historia. A una gran ignimbrita soldada que hizo erupción hace 1.5 Ma fue seguida de otra erupción de  $\sim 950 \text{ ka}$  asociada a una caldera de  $12 \times 8 \text{ km}^2$ , la cual subyace a tanto la mitad norte de la laguna como a los escarpados cerros al norte de ella (Hildreth et al., 2009).



FIGURA 2.4: Laguna del Maule.

Los efectos de los procesos glaciarios son visibles en los valles de los alrededores de la laguna, como por ejemplo en el sector NE de la laguna (entrada del río Maule), cajón Bobadilla (aguas abajo) y el cerro Campanario, que sufrió una intensa erosión glaciaria. Con respecto a la actividad volcánica de Laguna del Maule, ésta es esporádica, pero el magmatismo parece ser más continuo en el tiempo, ya que también se manifiesta como diques (actividad filoniana).

Los procesos tectónicos están representados por los sistemas de fallas aproximadamente N-S y afectan a las rocas de la formación Campanario (Drake, 1974), la cual es el basamento de las efusiones del Maule.

### 2.2.1. Sistema de fallas

En los trabajos de González & Vergara (1960) y Munizaga (1978) describen las evidencias que permitirían inferir varios sistemas de fallas en la zona, Figuras 2.6 y 2.5 respectivamente. Ambos trabajos describen dos fenómenos que manifestarían el sistema de fallas. La primera evidencia está relacionada con los valles glaciarios. Ciertos valles glaciarios siguen la dirección de las fallas que afectan a la formación Campanario, como en el caso de la falla Potrero Norte (NE de la laguna, Figura 2.5) y su prolongación al S, el cajón de Troncoso, Figura 2.5. Los demás valles glaciarios presentan direcciones preferenciales NS y NO-SE. De acuerdo a esto se podría suponer que se generaron siguiendo sectores de debilidad, producidos por el fallamiento que afectó a esta formación antes de la glaciación. Por otro lado, la dirección hacia donde caen una serie de coladas, también corresponde a una de las 2 principales evidencias de fallas. En el lado S de la laguna existe una serie de coladas de rocas volcánicas que caen hacia la laguna. Todas ellas son post-glaciales, lo que indica la existencia de una pendiente hacia el interior de la laguna antes de la emisión de los flujos. Varios de estos flujos tienen sus centros alineados en una falla de rumbo aproximado E-O.

De acuerdo al trabajo de López-Escobar & Munizaga (1983), las fallas descritas en Mu-

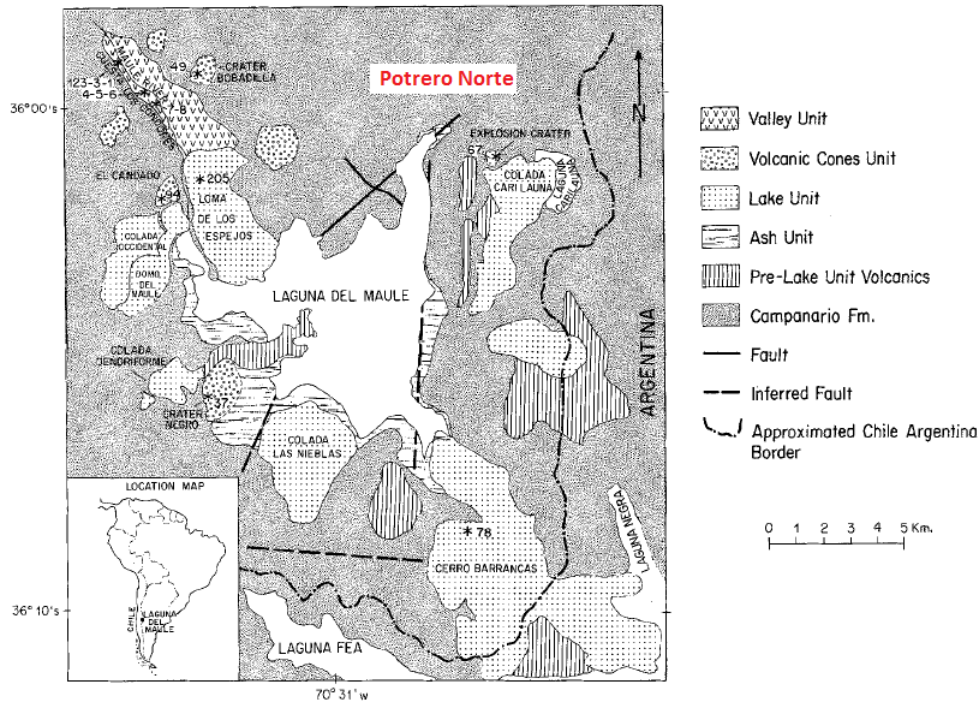


FIGURA 2.5: Esquema del Complejo Volcánico Laguna del Maule modificado del trabajo de Munizaga (1978).

nizaga (1987) las clasifica como fallas normales.

Por último, en la Hoja Laguna del Maule (Muñoz & Niemeyer, 1984. Figura 2.7), se vuelven a describir las mismas fallas mencionadas anteriormente, ribera N de la laguna. Aquí aparecen una falla normal con inclinación hacia la laguna, más una serie de fallas normales probables paralelas entre sí. Además de esta falla, también aparece publicado en este mismo trabajo una segunda falla normal en la ribera E de la laguna, con una inclinación en la dirección S.

Se pueden ver que en estos mapas, algunos sistemas de fallas se repiten. Por ejemplo la zona de Potrero Norte (entrada del río Maule, región NE), Munizaga (1978) describe en su trabajo que “existe un sistema de fallas de rumbo aproximado N45°E que produce el descenso del bloque E. El límite este del lago de dirección NNE aparece bastante regular, lo que podría indicar la existencia de otro sistema de fallas de menor desarrollo en terreno”, por otro lado González & Vergara (1960) describe que esa zona “presenta alteración hidrotermal, lo que pone en evidencia una zona de fallas”.

Otro sistema de fallas, en el costado O de la colada Las Nieblas, aparece en el trabajo de Munizaga (1978) como falla inferida y en el trabajo de Muñoz & Niemeyer (1984), como una falla normal con inclinación del plano en dirección NO. A pesar de no ser graficada en el mapa de González & Vergara (1960) ésta es mencionada en el trabajo, dice que “se extiende por el valle del cajón Troncoso, desde el SW de la laguna del Maule hasta el volcán Resago en el lago Dial”, Figura 2.9.

Por último, falta mencionar los límites de la caldera. En el trabajo de Hildreth et al. del 2009 se menciona que la erupción de hace ~950 ka formó una caldera de 12x8 km<sup>2</sup>, la cual subyace a tanto la mitad norte del lago, Figura 2.10.

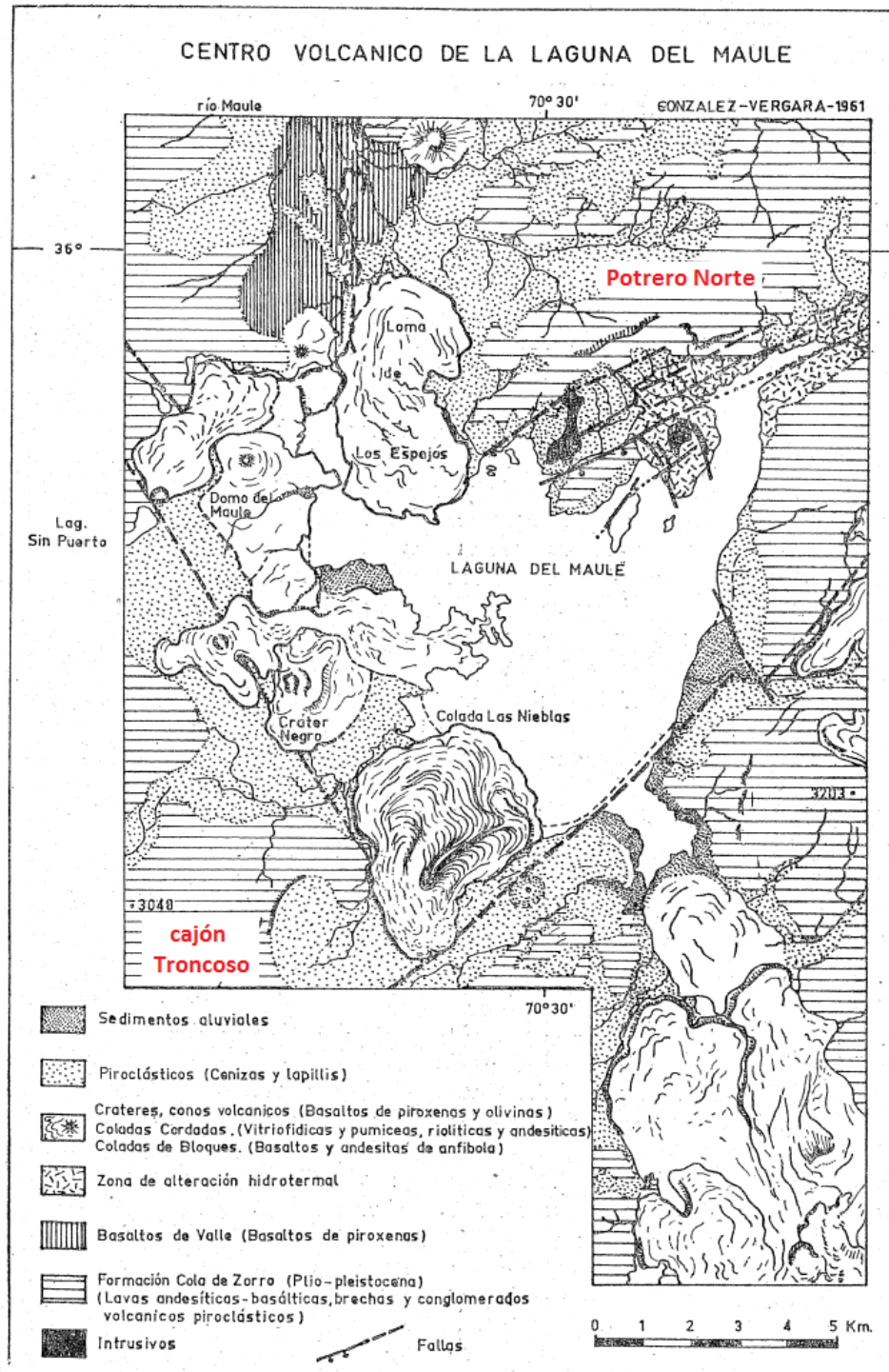


FIGURA 2.6: Esquema del Complejo Volcánico Laguna del Maule modificado del trabajo de González & Vergara (1960).

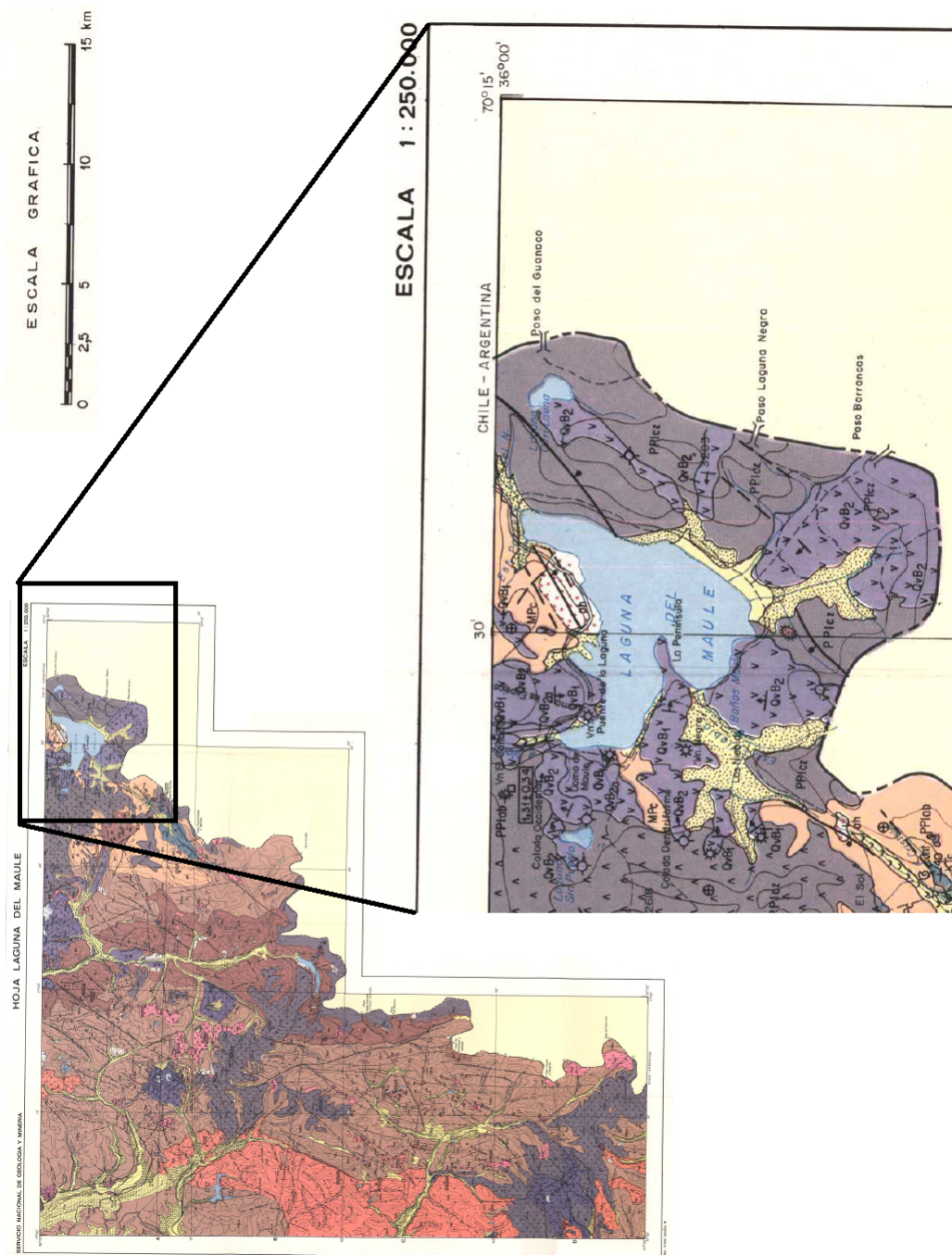


FIGURA 2.7: Mapa geológico de Laguna del Maule del trabajo de Muñoz & Niemeyer (1984).

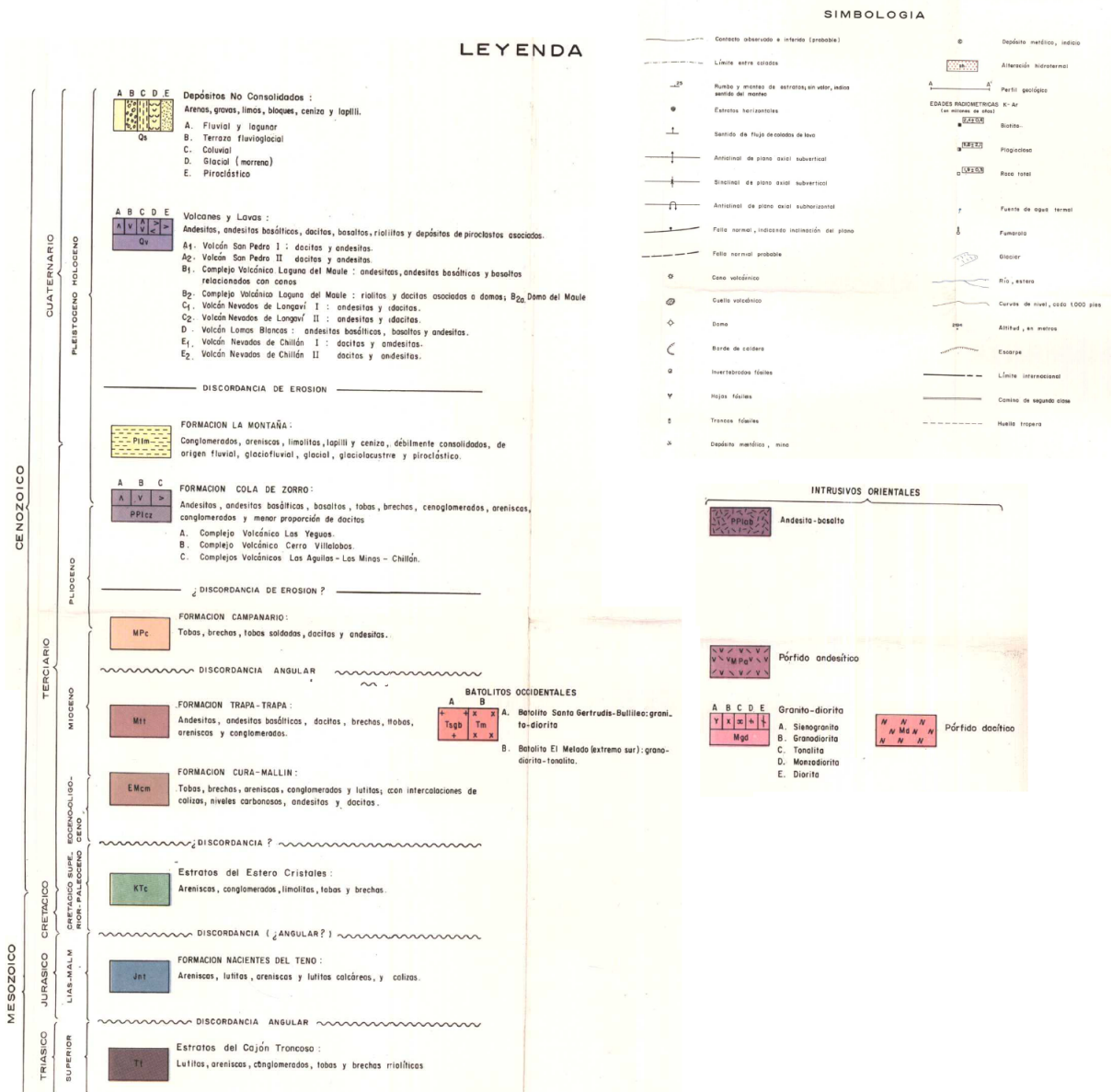


FIGURA 2.8: Leyenda del mapa de la Figura 2.7



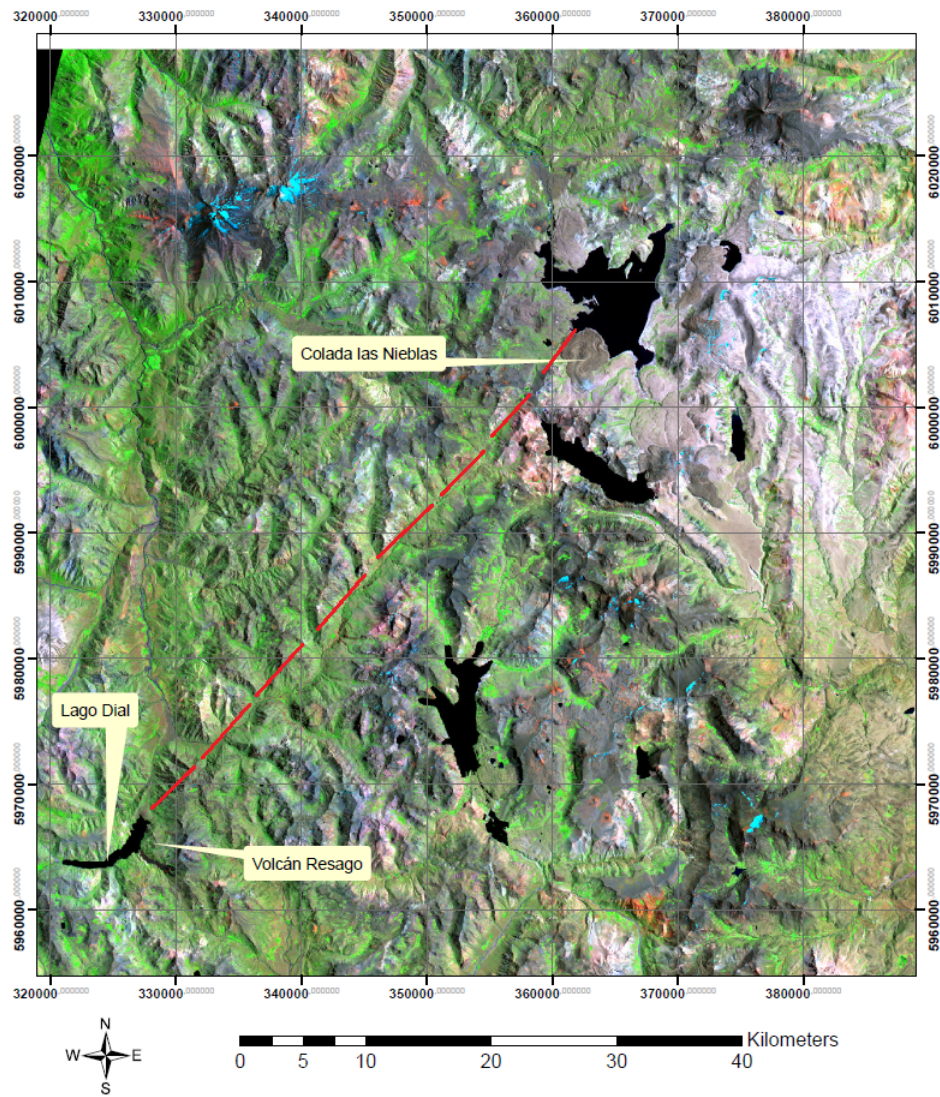


FIGURA 2.9: Imagen Landsat 7 ETM+ de la zona del Maule, combinación de bandas 742 RGB. De acuerdo al trabajo de González & Vergara (1960) la falla que pasa al costado Oeste de la colada Las Nieblas se extiende hasta el volcán Resago (línea roja).

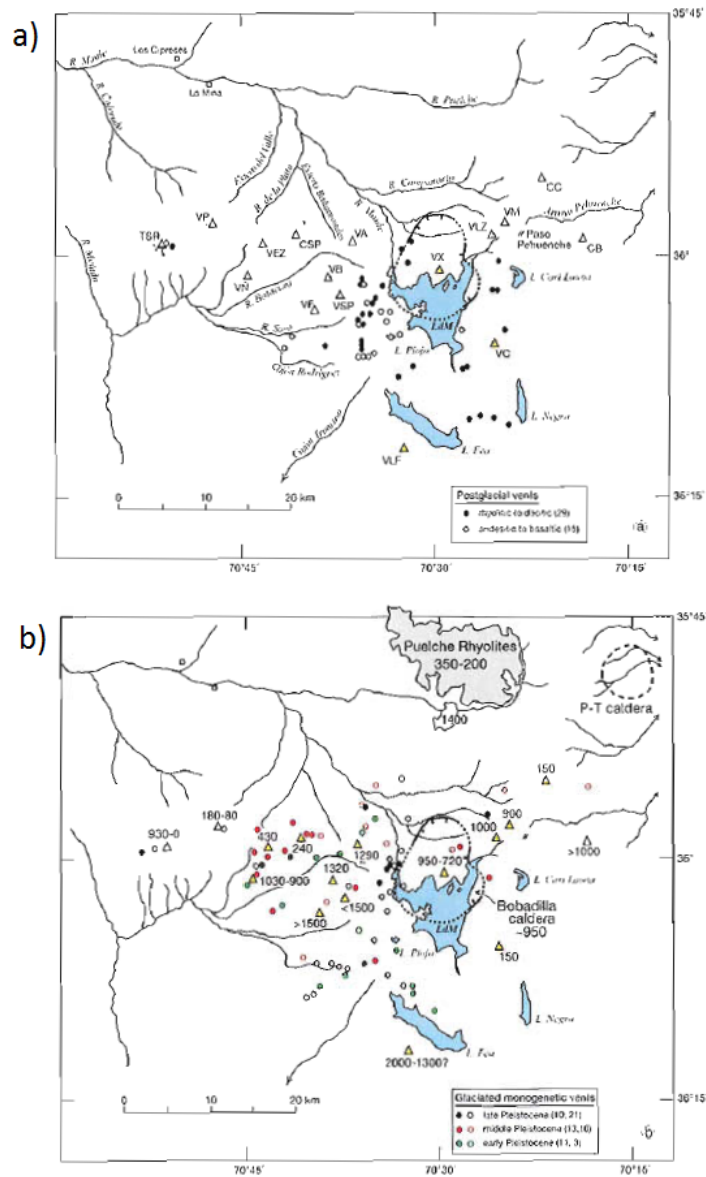


FIGURA 2.10: Distribución de las fisuras cuaternarias expuestas en la zona. a) Dieciséis escudos poligenéticos y estratovolcanes ( $\Delta$ ) de cualquier edad Cuaternaria o composición y 44 fisuras monogenéticas postglaciales, del cual 15 son máficas o andesítica (o) y 29 son domos silíceos o conos de piedra pómez ( $\bullet$ ). b) Fisuras del Pleistoceno, 16 edificios poligenéticos ( $\Delta$ ) y otros símbolos son los mismos que en el panel a). Las fisuras monogenéticas son los siguientes: 31 fisuras de finales del Pleistoceno se indican en color negro, 23 fisuras del Pleistoceno medio en rojo y 14 fisuras Pleistoceno temprano en verde. Los lagos son de color azul. Edificios poligéticos se identifican en la figura a) y sus edades (en ka) observan en la figura b). CB = cerro Bayo, CC = Cerro Campanario, CSP = Cerro San Pedro, TSP = Volcán Tataara-San Pedro en el frente volcánico, VA = Volcán Laguna Fea, VLZ = Volcán de La Zorra, VM = Volcán Munizaga, VN = Volcán Ñirales, VP = Volcán Pellado, VSP = Volcán Sin Puerto, VX = Volcán Atravesado. *Hildreth et al., 2009.*

## 2.2.2. Complejo Volcánico Laguna Del Maule

Munizaga (1978) define por Complejo Volcánico Laguna del Maule las rocas volcánicas más recientes, cuya mayor distribución de afloramiento se halla en torno a la laguna. Las distintas unidades presentes las ha clasificado en 4 categorías de acuerdo a: su morfología, edad, génesis, distribución de afloramientos y petrografía.

### Unidad Volcán Campanario

El volcán Campanario (4020 msnm) que se sitúa en el extremo NE de la laguna y es el remanente dejado por erosión glacial de un estratovolcano máfico más joven. Los análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K/Ar de sus bastante uniformes lavas de andesitas basálticas, ricas en olivina y plagioclasa, su edificio de 10-15 km<sup>3</sup> creció rápidamente hacia fines del Pleistoceno medio (150-160 ka) (Hildreth et al., 1998).



FIGURA 2.11: Vista Este de la laguna. Al fondo, el volcán Campanario.

### Unidad Basaltos del Valle o Unidad I

Corresponde a catorce flujos en su mayoría basálticos pero también se pueden observar flujos de composición andesítica, expuestos en la parte superior del valle del río Maule. Tiene una edad de 0.20-0.24 Ma (por el método K/Ar) y un volumen total de unos 5 km<sup>3</sup>. Los 6 flujos que se encuentran en la parte inferior tienen un espesor de 10 a 15 metros y los ocho flujos restantes sus espesores varían entre 1 a 3 metros (Munizaga, 1978; López-Escobar & Munizaga (1983); Frey et al., 1984).

## Unidad Conos Volcánicos Piroclásticos o Unidad II

Se compone de pequeños conos piroclásticos (conos Cráter Negro, Bobadilla y el Candado) y flujos basálticos (basaltos porfíricos) de lava en el lado NO de la laguna del Maule. Su edad es principalmente post-glacial, por lo que serán más jóvenes que los basaltos del Valle. Su volumen es de unos 5 km<sup>3</sup>.

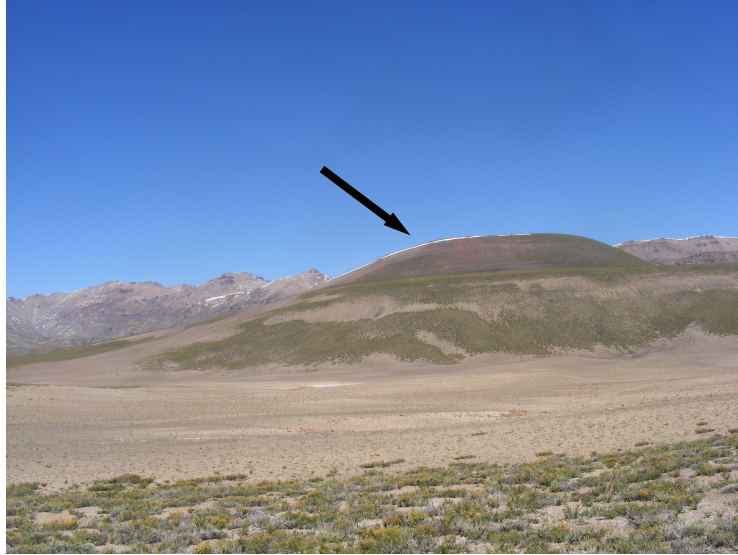


FIGURA 2.12: Vista Sur de la laguna con vista al cráter Negro.

## Lavas de la Laguna o Unidad III

Consiste en domos riolíticos y flujos de lava, la mayoría lavas de bloque, localizados en los alrededores de laguna e incluyen: el Domo del Maule, Loma de los Espejos, Colada Occidental, Colada Dendriforme, Colada Las Nieblas, Cerro Barrancas y Colada Cari-Launa y el cráter de explosión Cari-Launa. Estos flujos son postglaciales. Las rocas de estas unidades corresponden a flujos de lavas ácidas; riolitas, dacitas, andesitas y escaso basalto.



FIGURA 2.13: Vista Oeste de la laguna. Al fondo, Domo del Maule.



FIGURA 2.14: Vista Sur de la laguna con vista a la colada Las Nieblas.

### 2.2.3. Manifestaciones hidrotermales

Se pueden diferenciar dos clases de manifestaciones: alteración hidrotermal y fuentes de aguas termales.

Con respecto a la alteración hidrotermal, se describe, en dos trabajos: González & Vergara (1960) y Muñoz & Niemeyer (1984), un único lugar con alteración ubicado en la ribera N de la laguna. En la Hoja Laguna del Maule, se describe una alteración hidrotermal sobre las tobas de la Formación Campanario. Esta alteración es asociada a una falla normal y no afecta a las coladas de lava que suprayacen a esa unidad, Figura 2.7.

Por último, de acuerdo al trabajo de Hauser (2000), existen 3 fuentes de aguas termales

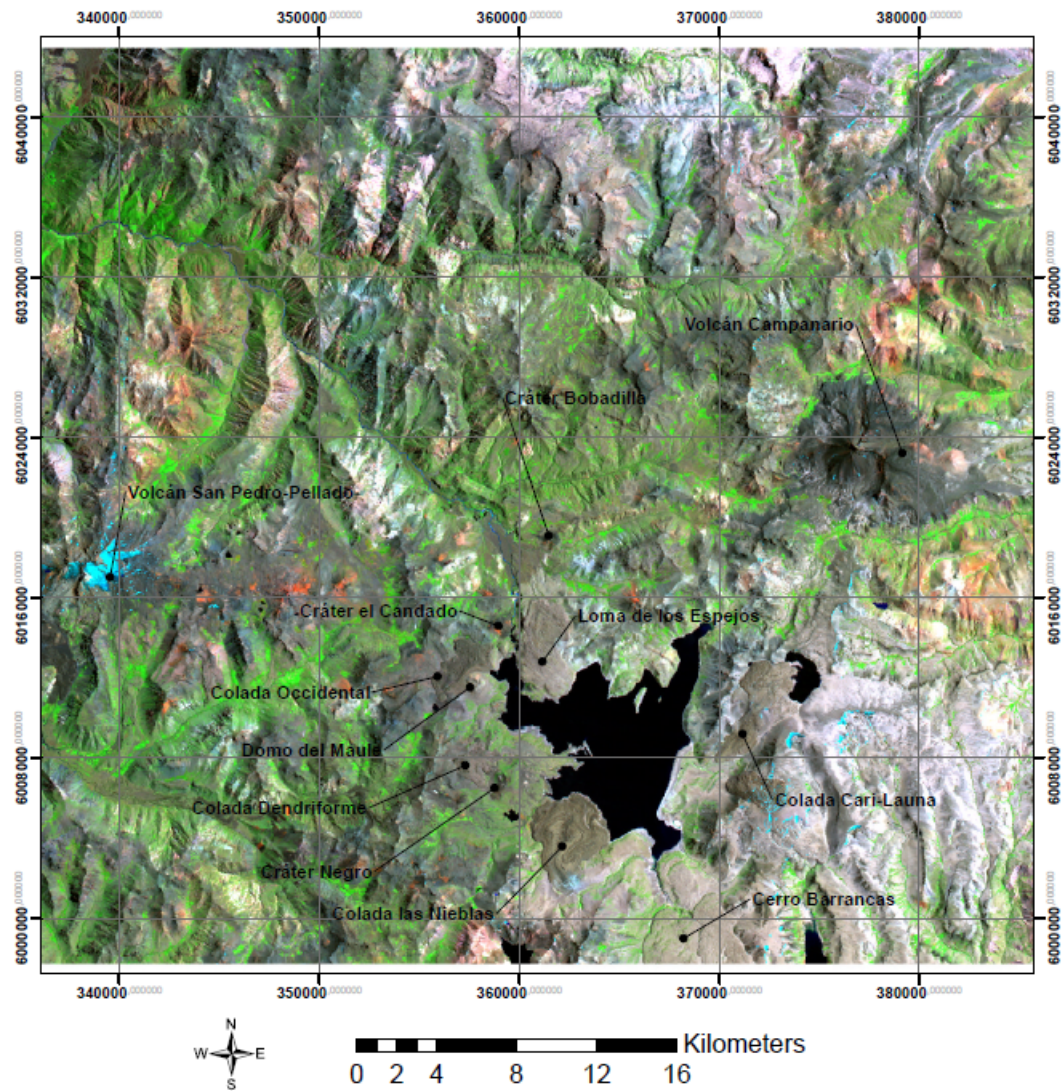


FIGURA 2.15: Imagen Landsat 7 ETM+ de la zona del Maule, combinación de bandas 742 RGB. Los nombres corresponden a las distintas estructuras antes definidas.

en los alrededores de la zona: 1) Baños Islas o El Melado con una temperatura entre los 26°C y 31°C, 2) Baños de Campanario o Los Volcanes, con temperaturas entre los 51°C y 54°C y 3) Baños de Maule con temperaturas entre los 40°C y 55°C.

#### 2.2.4. Concesiones Geotérmicas

En el registro de Concesiones Geotérmicas públicas por el Ministerio de Minería del año 2012, existen 77 concesiones vigentes para exploración y 6 de explotación, de las cuales 8 concesiones de exploración y 1 de explotación son para la Región del Maule.

La empresa a cargo de esta concesión de explotación estima una capacidad de generación eléctrica, utilizando un factor de planta de 0,9, de 320 MWe para 30 años. Lahsen et al. (2010) hace una estimación del potencial de generación eléctrica entre las 33° y 46° S de 600



FIGURA 2.16: Imagen Google Earth donde se muestran las fuentes de aguas termales cercanas a la laguna.

MWe a 950 MWe.

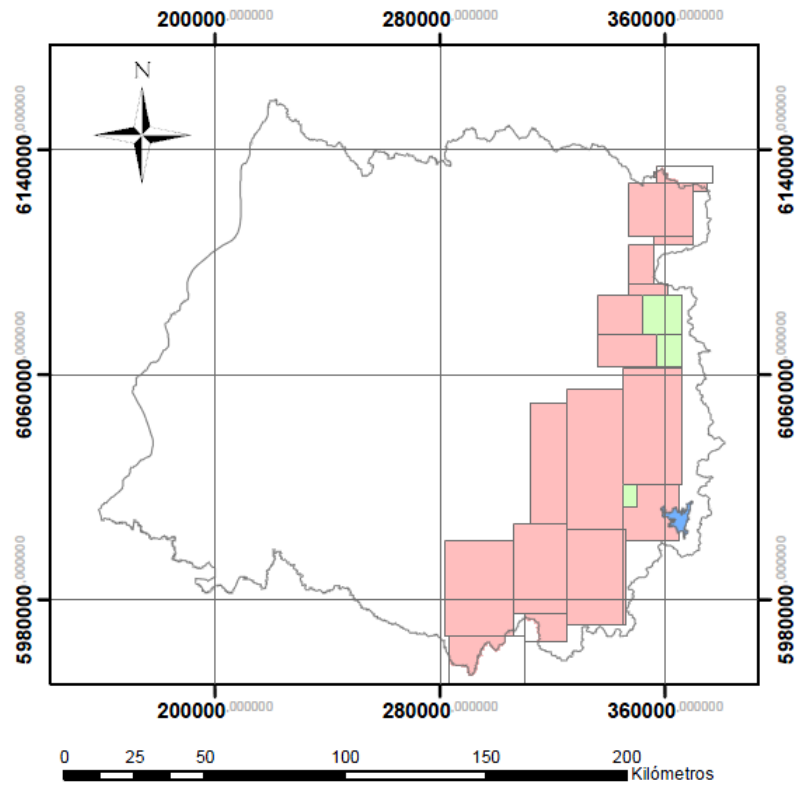


FIGURA 2.17: Concesiones vigentes otorgadas en la Región del Maule. Las áreas rosadas corresponden a las concesiones de exploración y las verdes, las concesiones de explotación.

## 2.2.5. Sistema Geotermal Mariposa (MGS)

Se conoce como Sistema Geotermal Mariposa a una zona que se extiende entre las concesiones Laguna del Maule y Pellado.

En esta área se han realizado una gran variedad de estudios con el fin de determinar el potencial geotérmico para una futura planta de generación de electricidad. Desde el 2009 a la fecha se han confeccionado mapas geológicos, se han tomado muestras de aguas, análisis de fumarolas, campañas de MT, gravimetría y magnetismo, además de 3 pozos slimhole (con el primer pozo se obtuvo una temperatura de 202°C después de 7 días).

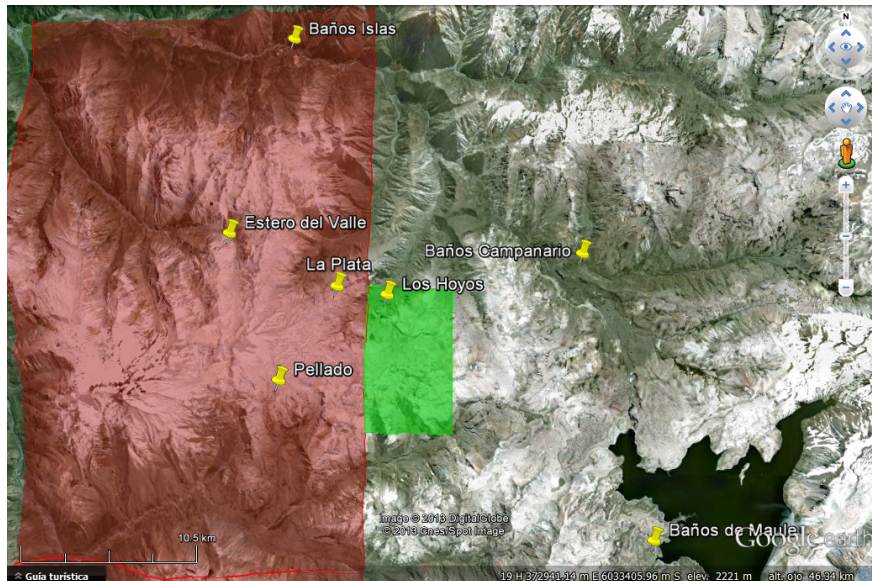


FIGURA 2.18: La zona roja corresponde a la concesión Pellado y la verde a la concesión Laguna del Maule, ambos otorgadas a la misma empresa.

De acuerdo al trabajo realizado por la empresa a cargo de la concesión, esta zona presenta una variada actividad hidrotermal, principalmente fumarolas. En general, hay muy poca alteración hidrotermal visible en la superficie, particularmente dentro de la secuencia volcánica joven de la Formación Pellado. Esto no se piensa que es porque estas unidades son jóvenes (el sistema geotérmico es aún más joven), sino porque son de gran altitud. Por sobre el sistema geotermal, el acuífero de agua fría se encuentra separado del reservorio caliente por una zona o una capa de arcilla alterada (Hickson et al., 2011). Con respecto al resto de la actividad, esta incluye fumarolas en la parte NW de la concesión Laguna del Maule y en la parte central de la concesión Pellado y aguas termales en los alrededores. La zona Termal Los Hoyos comprende una superficie de 100x100 m<sup>2</sup> al NW de la concesión Laguna del Maule. El vapor tiene temperaturas mayores a 93°C (punto de ebullición local). La zona termal La Plata, ubicada a 2 km al O de Los Hoyos, comprende una superficie de 50x20 m<sup>2</sup> donde se puede encontrar suelo humeante y piscinas burbujeantes y las fuentes termales parecieran estar alineadas en una estructura en dirección E-O. la temperatura alcanza también los 93°C. Por último, la zona termal Pellado, a 6.6 km al WSW de La Plata, es una superficie de 50x20 m<sup>2</sup> donde se encuentra una grieta con vapor sobrecalentado de 120°C. Con respecto a las fuentes termales mencionadas anteriormente (Baños el Melado y Campanario) los estudios



geoquímicos realizados por esta misma empresa, indicarían que no provienen del sistema geotérmico Mariposa.

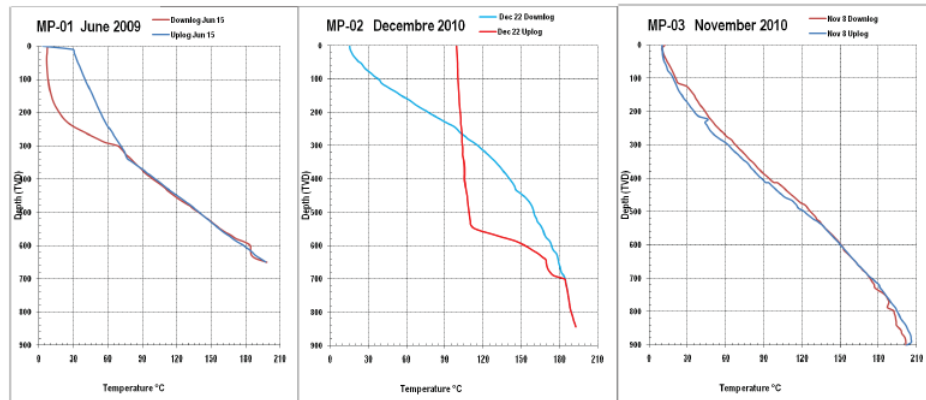


FIGURA 2.19: Perfiles de temperatura obtenidas en los tres pozos. Izquierda: MP-01 registro una temperatura máxima de 202°C a 650 metros después de 7 días. Centro: MP-02 registro una temperatura máxima de 192.83°C. Derecha: MP-03 registro una temperatura máxima de 205.6°C. *Hickson, et al., 2011*

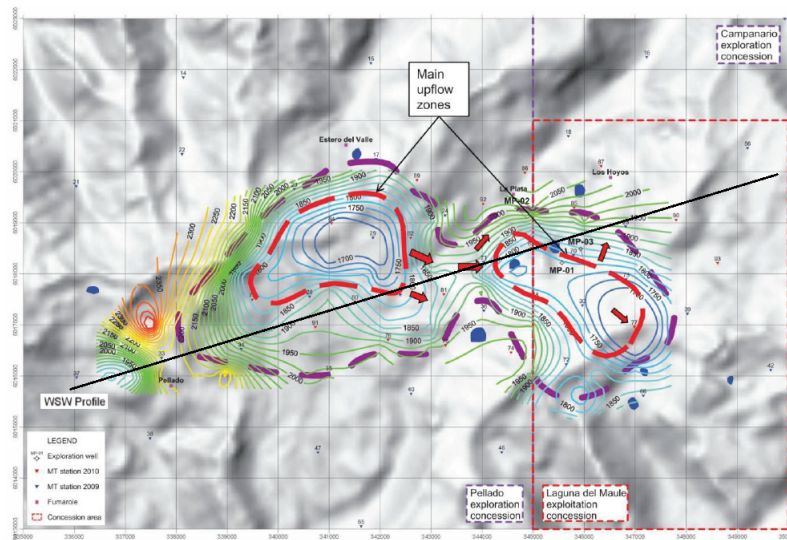


FIGURA 2.20: Resultados de las campañas de MT. Se muestra además la ubicación de los límites de las concesiones, fumarolas y los pozos. Las líneas de contorno muestran la elevación de la base del conductor, interpretada para representar la parte superior del depósito. También se indican las zonas de flujo ascendente probables y posibles caminos de flujo de fluido, además de la línea de la sección transversal en la Figura 2.21. *Hickson et al., 2011*

Se identificó una anomalía de baja resistividad de 27 km<sup>2</sup> que se extiende desde Los Hoyos hasta la fumarola Pellado y tiene una espesor del orden de 300-400 metros y está cubierta por una material altamente resistivo que corresponde a depósitos volcánicos alterados del Cuaternario. Este conductor es típico de la capa de alteración de arcilla que se forma sobre

los sistemas geotérmicos activos (Hickson et al., 2011). Esta capa actúa como una capa impermeable de manera que el vapor solo puede escapar del reservorio alrededor de los bordes de esta capa, zona donde se han identificado 4 zonas termales: Pellado, La Plata, Los Hoyos y Estero del Valle.

Finalmente, combinando los resultados de MT, con la geología, geoquímica y los pozos se construyó un modelo conceptual del sistema geotermal Mariposa. El sistema cubre un área de 27 km<sup>2</sup> y se estima una potencia de generación eléctrica de 320 MWe. Los datos de MT indican además, que la parte superior del depósito es subhorizontal inclinándose hacia arriba en la parte sur. La geotermometría de gases de las fumarolas indican temperaturas de 200-250°C

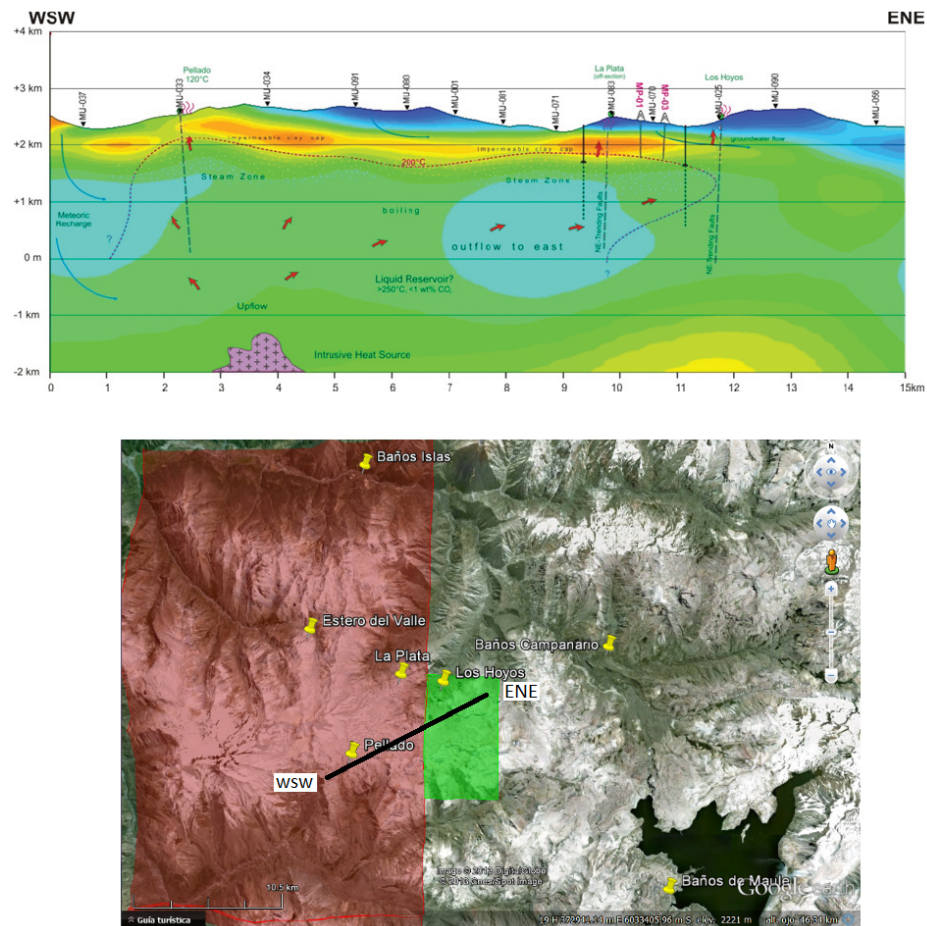


FIGURA 2.21: Sección transversal WSW-ENE a través de la anomalía de resistividad (rojo = baja resistividad, azul = alta), mostrando fumarolas, exploración y los pozos y las rutas de flujo de fluidos. Las elevaciones en metros sobre el nivel del mar, horizontal = escala vertical. *Hickson et al., 2011*

# Capítulo 3

## Metodología

### 3.1. Gravimetría

El método gravimétrico es idealmente el adecuado para estudiar las estructuras geológicas someras de subsuperficie como cámaras magmáticas cristalizadas en áreas volcánicas (Rymer & Brown, 1986; Malengrau et al., 1999, Deplus et al., 1995, DeNosaquo et al., 2009). De manera general se espera que anomalías positivas estén correlacionadas con el tamaño del volcán y con el tamaño de la longitud de onda de la anomalía. En cambio anomalías negativas son consecuencia de material poco consolidados (cenizas) (Rymer & Brown, 1986).

Por otro parte, los gravímetros son sensibles a los dos procesos que comúnmente ocurren en los volcanes activos: 1) los cambios de altura de la superficie y 2) los cambios en la distribución de la masa del subsuelo. Por lo tanto las mediciones repetidas en un volcán son una herramienta útil para el estudio de deformación y cambios en la masa o densidad (Rymer & Brown, 1986; Dzurisin, 2007). Observaciones repetidas de microgravedad en volcanes activos permite registrar movimientos de fluidos (magma), variaciones en el ingreso, cambios en su densidad, entre otros procesos (Rymer & Brown, 1986; Rymer & Williams-Jones, 2000; Gottsmann et al., 2005; Dzurisin, 2007).

#### 3.1.1. Programas

El proceso de datos de gravimetría requiere de programas que permitan manejar series de datos. Se utilizaron una serie de rutinas programas en MATLAB para desarrollar este procesamiento. Una vez obtenido un valor final por cada punto de medición, se utilizó el programa Oasis montaj de GEOSOFT para formar una grilla de la zona y para el análisis de estos datos.

#### 3.1.2. Instrumentos

CG5- Autograv Scintrex

Gravímetro relativo con un rango de medición de más de 8000 mgal y una resolución de lectura de 0.001 mgal. Esto permite que el Autograv para ser utilizado tanto para las

investigaciones de campo detalladas y grandes campañas de escala regional o geodésica. El CG-5 obtiene una lectura promediando de una serie muestras de 6 Hz directamente en mgal. El instrumento fue facilitado por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, CEGA.

#### G-411 La Coste & Romberg

A diferencia del CG-5, el G-411 no entrega el resultado en mgal. La medición se determina manualmente posicionando una línea en un determinado dial que se encuentra sobre el gravímetro. El número de vueltas que permiten esta operación está limitado por el contador. La lectura máxima es de 7000. La equivalencia entre la lectura y mgal viene en una tabla junto al gravímetro. Tiene una resolución de 0.01 mgal. El instrumento fue facilitado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile.

### 3.1.3. Procesamiento

El procesamiento de datos de gravedad se puede separar en dos partes: el primero, el pre-procesamiento es donde se determina el valor de la gravedad absoluta para cada uno de los puntos medidos y la segunda parte cuando se compara estos datos con un modelo del subsuelo. Como resultado se obtiene la Anomalía Residual de gravedad que corresponde a la respuesta de cuerpos que no se esperan que estén ahí.

A continuación se describe el procedimiento realizado en este trabajo.

#### Pre Procesamiento

##### 1. Conversión a mgal

Como se ha mencionado, se utilizaron 2 gravímetros en este trabajo: un LaCoste & Romberg modelo G411 y un Scintrex Autograv modelo CG-5. Este último entrega las mediciones en unidades de mgal, pero el G411 no lo hace. De acuerdo al manual del instrumento, el gravímetro G411, sus lecturas siguen una tendencia lineal de acuerdo a valores que el mismo manual entrega. En la Figura 3.1 se puede ver esta relación.

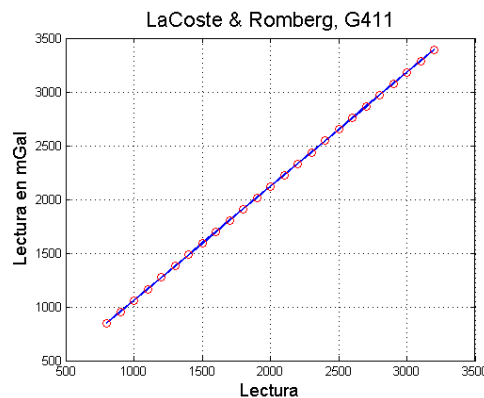


FIGURA 3.1: Relación entre las lecturas del gravímetro LaCoste & Romberg G411 y su equivalencia a miligales.

## 2. Corrección por mareas

El efecto de mareas son las variaciones en la forma de la tierra (y el mar) producto de la atracción de la luna y el sol.

Este efecto puede llegar a contribuir  $\sim \pm 0.3$  mgal y dado que no están relacionados a la geología local, son una forma de ruido en las observaciones. Se utilizó una rutina de C++ basada en las formulas de Longman (1959)<sup>1</sup>.

## 3. Deriva instrumental

Para medir la deriva instrumental, se efectuaron repetidas mediciones en puntos bases, en los cuales se mide al inicio y al final del día de trabajo y al inicio y al final de la campaña. Los puntos fueron: el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile (punto de gravedad absoluta), en la localidad de San Clemente y en uno de los puntos de las estaciones de GPS, MA01. El cuarto punto corresponde a un punto que cambia dependiendo del lugar de las mediciones por día.

La Figura 3.2 muestra un esquema de cómo se realizó una campaña. Los puntos rojos corresponden a estaciones base para el cálculo de la deriva.

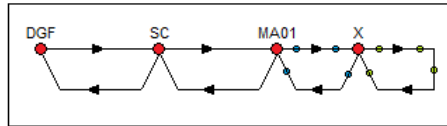


FIGURA 3.2: Esquema de la realización de la campaña gravimétrica.

Comienza la campaña midiendo en “DGF” y termina en el mismo punto, antes pasando ida y vuelta por “SC” (San Clemente). “MA01” es el punto que diariamente “abre” y “cierra” un perfil (se mide al comienzo y al final del perfil) y “X” es un punto base que cambia dependiendo del perfil.

La deriva instrumental es un cambio gradual con respecto a un valor de referencia que se genera en las mediciones del instrumento producto de factores externos a la medición, como por ejemplo: el movimiento producto del viaje, los cambios de temperatura producto de las horas del día o del clima, etc. Esto generan señales ficticias que se suman a las mediciones reales del terreno. Esta corrección se efectúa con la diferencia entre dos medidas realizadas en un mismo punto en momentos diferentes. Para lograr mayor precisión, se suma a esta corrección diaria, el cambio que se produce durante toda la campaña.

## 4. Gravedad absoluta

El punto de gravedad absoluta del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile es el punto de referencia utilizado en este trabajo. Su valor es de 979416.066 mgal. Calculando las diferencias entre las mediciones en terreno y este punto se puede obtener la aceleración de gravedad absoluta en cada punto.

---

<sup>1</sup>Autor: Germinal Gabalda (IRD - Geophysics Laboratory)

## Procesamiento

En este punto del procesamiento se tiene el valor en mgal de la gravedad medida en cada estación de medición. Los pasos a seguir es comparar este valor a un valor teórico, es decir comparar la medición al valor que se esperaría encontrar asumiendo una serie de modelos. Si el modelo de la subsuperficie es correcto entonces, al comparar con las mediciones no habría diferencias, en caso contrario se dice entonces que se determinó una anomalía, es decir que el modelo con el cual se comparó no es correcto o hay algo más que no se ha considerado.

Comúnmente este proceso se conoce como correcciones, ya que modifica los datos para poder hacerlos comparables entre sí.

### 1. Corrección por Latitud

La diferencia en los radios de la Tierra (diferencia entre el polo y el ecuador), junto con la rotación, produce un cambio en la aceleración de gravedad dependiendo de la latitud.

A primer orden, la forma de la Tierra, produce un cambio en la magnitud de la aceleración de gravedad en función de la distancia al centro de masa (o centro de la Tierra). Por otro lado, cuando un cuerpo gira, experimenta una fuerza dirigida hacia el exterior que es proporcional a la distancia desde el eje de rotación y a la velocidad a la que rotación se está produciendo.

La aceleración de gravedad, derivada de la expresión obtenida del cálculo del potencial gravitatorio producto de un elipsoide tiene la forma:

$$g_t = g_e(1 + \alpha \sin^2(\lambda) + \beta \sin^2(2\lambda)) \quad (3.1)$$

donde  $\lambda$  es la latitud geodésica o geocéntrica <sup>2</sup>.

Con respecto a los parámetros  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $g_e$ , estos han sido definidos en numerales ocasiones. La más reciente, proporcionado por el IAG (International Association of Geodesy) que ha adoptado el sistema de referencia WGS84 (World Geodetic System 1984), dio forma a la que normalmente se conoce como “gravedad normal” o “gravedad teórica”.

$$g_t = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2(\lambda)}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \sin^2(\lambda)}} \quad (3.2)$$

donde  $g_t$  tiene unidades de  $m/s^2$ .

### 2. Corrección de Aire libre

De acuerdo a lo anterior, la aceleración de gravedad sufre cambios dependiendo de la distancia entre un punto y el centro de masa de la Tierra.

Mediciones realizadas sobre o bajo un nivel de referencia producen un efecto negativo o positivo en las mediciones, respectivamente dado que se encuentran más o menos cerca del centro de la Tierra hacia donde la aceleración de gravedad va aumentando.

Assumiendo que la tierra es uniforme y esférica, la aceleración de gravedad a una altura

---

<sup>2</sup>ángulo que forma el lugar sobre la Tierra con el ecuador terrestre desde el centro de la Tierra

h, con respecto al elipsoide de referencia es:

$$g(r + h) = g(r) + \frac{2g(r)}{r}h \quad (3.3)$$

Este último término de la ecuación anterior se conoce como corrección de aire libre. Utilizando valores para g a una latitud de 45° y r igual al radio de la tierra, se obtiene:

$$\boxed{g_a = -0.3086 \cdot h} \quad (3.4)$$

con h tiene unidades en metros y  $g_a$  en mgal. El signo menos indica que al aumentar la elevación la aceleración de gravedad disminuye.

### 3. Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer es también una corrección de primer orden y está relacionada con el exceso o defecto de masa debido a que la medición se efectúa sobre o bajo el nivel de referencia, respectivamente. Esta calculada aproximando toda la masa como una placa infinita de espesor igual a la altura con respecto al elipsoide de referencia. La ecuación que describe la gravedad de una placa infinita es:

$$g_b = -2\pi G\rho h \quad (3.5)$$

donde  $G$  es la constante gravitacional. Luego la corrección de Bouguer corresponde a:

$$\boxed{g_b = -0.04193 \cdot \rho \cdot h} \quad (3.6)$$

donde  $g_b$  se mide en mgal,  $\rho$  es la densidad medida en  $\text{g/cm}^3$  y h, medida en metros, es la diferencia de altura entre el nivel de referencia y el punto de observación, siendo positivo para puntos de observación sobre ese nivel y negativo bajo ese mismo nivel y por último, el signo menos es consecuencia de este mismo hecho, si un punto de observación se encuentra a una elevación más alta que el nivel de referencia, hay un exceso de masa por debajo del punto de observación que no estaría allí si se hubiese realizado las observaciones en la elevación de referencia. Por lo tanto, la lectura de gravedad es mayor debido al exceso de masa y se tendría que restar un factor para mover el punto de observación de vuelta al punto de referencia.

### 4. Corrección Topográfica

En terrenos muy accidentados (variada topografía), la corrección de Bouguer no es suficiente para corregir el efecto de las masas.

Mediciones cerca de grandes estructuras, produce una fuerza hacia arriba en el punto, generando una disminución en las mediciones. Por otro lado, cerca de una valle, existe una ausencia de fuerza hacia abajo sobre ese mismo punto producto de la corrección de Bouguer, lo que genera una “exagerada” corrección. En la Figura 3.3 la zona B corresponde a la corrección de Bouguer, debido a la forma en que se ejecuta Bouguer, se “agrega” masa en las zonas más baja con respecto al punto de medición (zona C). La corrección topográfica compensa este error y además considera la topografía que se

encuentra sobre el nivel de medición (zona A). Esta corrección fue realizada a utilizando la extensión montaj Gravity and Terrain Correction del programa Oasis montaj.

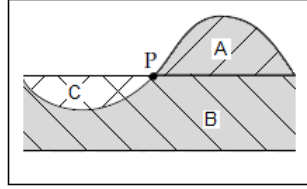


FIGURA 3.3: Esquema de como se aplica la corrección topográfica.

Para calcular la corrección topográfica, el programa primero, re muestrea los datos de un Modelo de elevación digital<sup>3</sup> a la grilla centrado en el punto que se quiere calcular. Un vez hecho eso, la corrección se determina de tres maneras diferentes dependiendo de la distancia al punto.

En la zona cercana (0 a una celda del punto), el efecto se calcula sumando la contribución de cuatro secciones triangulares inclinadas.

$$g = G\rho\phi \left( R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (3.7)$$

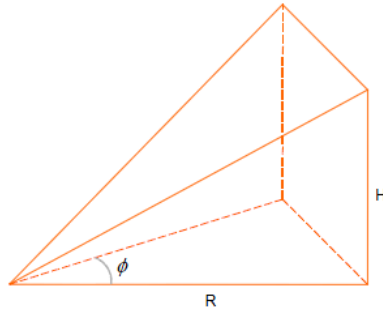


FIGURA 3.4: Aproximación para calcular la corrección topográfica en la zona cercana al punto definido por la extensión montaj Gravity and Terrain Correction del programa Oasis montaj.

En la zona intermedia (1 a 8 celdas del punto), el efecto se calcula para cada punto usando un prisma rectangular.

$$g = -G\rho \left( x \cdot \ln(y + R) + y \cdot \ln(x + R) + Z \arctan \left( \frac{Z \cdot R}{x \cdot y} \right) \right) \left| \begin{array}{c} X_2 \\ X_1 \end{array} \right| \left| \begin{array}{c} Y_2 \\ Y_1 \end{array} \right| \left| \begin{array}{c} Z_2 \\ Z_1 \end{array} \right| \quad (3.8)$$

<sup>3</sup>Digital Model Elevation, DEM.



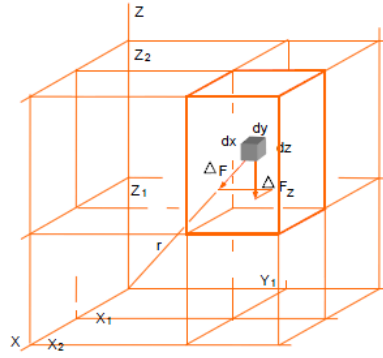


FIGURA 3.5: Aproximación para calcular la corrección topográfica en la zona intermedia al punto definido por la extensión montaj Gravity and Terrain Correction del programa Oasis montaj.

Finalmente, en la zona lejana (mayor de 8 celdas), el efecto se calcula en base a la aproximación de un segmento de anillo.

$$g = 2G\rho A^2 \frac{R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2}}{R_2^2 + R_1^2} \quad (3.9)$$

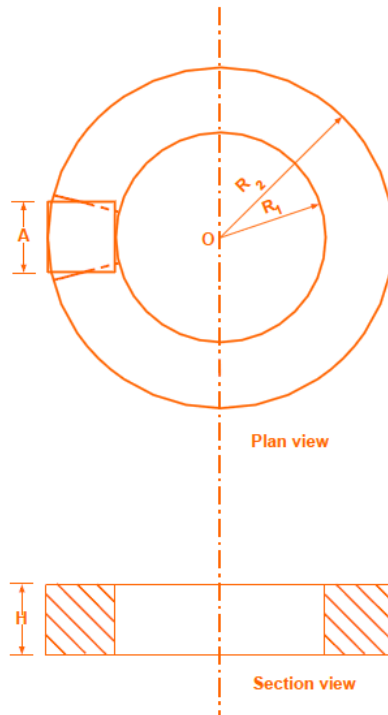


FIGURA 3.6: Aproximación para calcular la corrección topográfica en la zona lejana al punto definido por la extensión montaj Gravity and Terrain Correction del programa Oasis montaj.

5. Corrección por efecto de la laguna

El efecto producto del volumen de agua de la laguna, 1420 millones de metros cúbicos<sup>4</sup>, es estimado a partir de una geometría modelada de la laguna.

Geoméricamente, la laguna fue modelada interceptando tres planos oblicuos entre sí más un plano de fondo que los corta, Figura 3.7. Estos tres planos están distribuido de manera de encerrar la laguna, formando así un triangulo en superficie, forma aproximada de la laguna. Con respecto al área y la forma de la laguna, esta se obtuvo utilizando el mismo SRTM que se utilizó en la corrección topográfica. Finalmente, el fondo se estimó conociendo la capacidad máxima de la laguna, así se obtuvo una profundidad de 190 metros. Sin embargo, el volumen de agua de la laguna en los años de mediciones no es el mismo y tampoco igual al volumen máximo. De acuerdo a la Dirección General de Aguas, en Enero del 2011, el volumen de la laguna fue de 540 millones de metros cúbicos, lo que equivale en este modelo a un nivel de agua de 118 metros bajo el nivel de referencia y en Febrero del 2012, la laguna tenía 455 millones de metros cúbicos, es decir a 11 metros menos. Por lo tanto se considera estas diferencias en el nivel de agua en los cálculos del efecto de gravedad para cada punto considerando las fechas de medición.

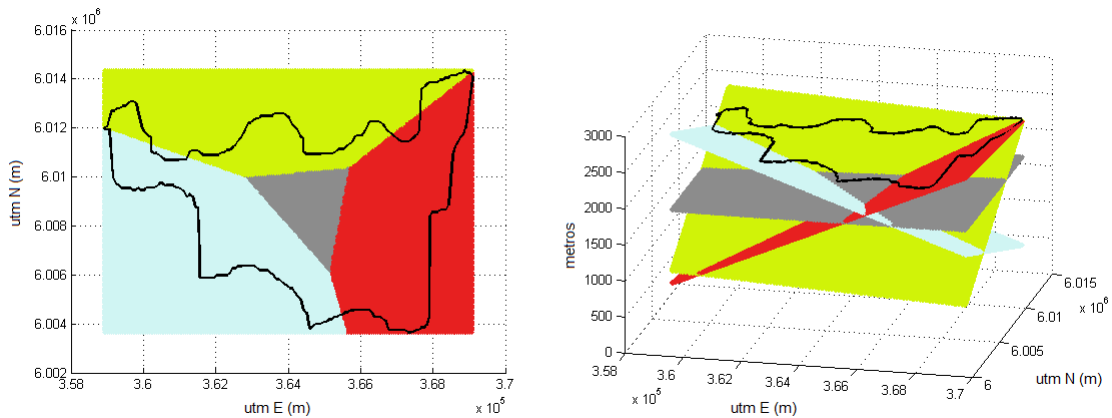


FIGURA 3.7: Distintos plano utilizados escogidos de acuerdo a los bordes de la laguna. El plano celeste está construido con respecto al borde SO de la laguna, el plano verde con respecto al borde N y el borde E da origen al plano rojo. Los tres planos interceptan a un cuarto que corresponde a fondo, plano gris.

El efecto de la laguna es sumado o restado a las mediciones observadas dependiendo del caso (Figura 3.8):

- Sobre el nivel de la laguna (punto A de la figura), la corrección de Bouguer fue sobreestimada por lo que el efecto del agua se suma.
- En el caso contrario, bajo el nivel inferior de la laguna (punto C de la figura) la corrección topográfica fue sobreestimada, por lo que el efecto del agua se resta.
- Finalmente, bajo el nivel superior y sobre el inferior de la laguna (punto B), el efecto de la porción de agua que se encuentra sobre el punto de medición se resta

<sup>4</sup><http://pronostico.dga.cl/detalle7Region.html#embalse>

y bajo este punto hasta el fondo se suma.

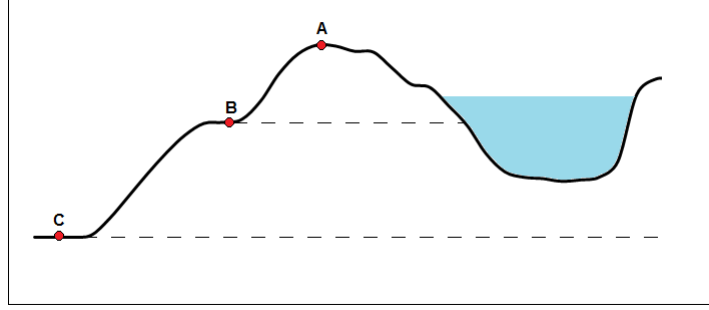


FIGURA 3.8: Esquema de las distintas situaciones consideradas para el caso de la corrección por efecto de la laguna.

## 6. Compensación Isostática

En grandes periodos de tiempo, el peso de la topografía produce la flexión de la litosfera. Esta raíz topográfica tiene un efecto positivo en los puntos de medición, es decir produce una fuerza positiva, aumentando el valor de las mediciones. Se caracterizan por ser de una gran longitud de onda (Blakely, 1996; Lowrie, 2007). Existen variados métodos para aislar este efecto. En este trabajo se determinó utilizar dos de ellos, para luego escoger uno.

### Representación polinomial

Este método consiste determinar los coeficientes de un plano ( $g_i = Ax + By + C$ ) que simula la forma de la señal producto de esta masa en profundidad, de manera que, la diferencia entre este plano y la anomalía de Bouguer completa sea el menor valor. Se puede determinar a través de una inversión (método de Torge), de la siguiente manera:

$$A_r = g_{obs} - g_t + g_a - (2\pi Gh - T)\rho - (Ax + By + C) \quad (3.10)$$

Si la densidad escogida es la correcta entonces:

$$\begin{aligned} 0 &= g_{obs} - g_t + g_a - (2\pi Gh - T)\rho - (Ax + By + C) \\ 0 &= \Delta g_a - (2\pi Gh - T)\rho - (Ax + By + C) \\ \Delta g_a &= (2\pi Gh - T)\rho + (Ax + By + C) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} \Delta g_a^1 \\ \Delta g_a^2 \\ \vdots \\ \Delta g_a^n \end{bmatrix} &= \begin{bmatrix} 2\pi Gh_1 - T_1 & x_1 & y_1 & 1 \\ 2\pi Gh_2 - T_2 & x_2 & y_2 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 2\pi Gh_n - T_n & x_n & y_n & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \rho \\ A \\ B \\ C \end{bmatrix} \\ y &= Ax \iff x = (A^T A)^{-1} A^T y \end{aligned} \quad (3.11)$$

## Representación por serie de Fourier

El segundo método escogido está relacionado a con las distintas longitudes de ondas de las anomalías. La longitud de onda de una anomalía es una medida de la profundidad de la masa anómala. Los cuerpos grandes y profundos dan lugar a longitudes de onda larga, mientras que las anomalías de longitud de onda corta, son causadas por cuerpos pequeños y poco profundos. Luego, filtrar esta señal es lo óptimo para separar la respuesta de los distintos cuerpos. El operador continuación hacia arriba tiende a acentuar las anomalías producidas por fuentes profundas (o de baja longitud de onda). En este procedimiento se asume que cada exceso o deficiencia de masa en la corteza esta compensada por a una profundidad  $z$  por una masa idéntica. Por lo tanto  $\Delta g_{bc}$  (anomalía de Bouguer completa) observado a la altura  $z$  de las mediciones de gravedad es idéntico a la anomalía causada por las variaciones de la corteza pero con signo o-puesto. Se puede resumir el método de la forma: la anomalía residual es la suma de las anomalía causada por las variaciones de la corteza ( $\Delta g_{bc}$ ) más la anomalía causada por los cuerpos profundos ( $\Delta g_d$ ).

$$\begin{aligned}\Delta g_i &= \Delta g_{bc} + \Delta g_d \\ F[\Delta g_i] &= F[\Delta g_{bc}] + F[\Delta g_d] \\ &= F[\Delta g_c] - F[\Delta g_{bc}]e^{-|k|z} \\ F[\Delta g_{bc}] &= F[\Delta g_i](1 - e^{-|k|z})^{-1}\end{aligned}\tag{3.12}$$

Finalmente la corrección isostática es igual la anomalía de Bouguer Completa vista a una altura  $z$  sobre el punto de medición

$$\boxed{g_i = \Delta g_{bc}e^{-|k|z}}\tag{3.13}$$

### 7. Estimación de la densidad

Las correcciones que se presentan a continuación están ligadas a la masa de los cuerpos, por lo tanto a su densidad.

Se utilizaron 3 métodos para estimar este valor: Nettleton (1939), Parasnis (1962) y Torge (1989). En los tres casos, se asume que la densidad de la zona es uniforme.

#### Nettleton

Consiste en determinar que perfil de anomalía de Bouguer Completa, calculado con distintas densidades, no tiene correlación con el perfil Topográfico. Suponiendo que a primer orden la anomalía de Bouguer se relaciona en forma lineal con la topografía, se determinó calcular el coeficiente de correlación de Pearson, para encontrar la decorrelación.

Este coeficiente es un índice estadístico que mide la relación lineal entre dos variables

aleatorias cuantitativas. Se calcula de la siguiente manera:

$$r = \frac{S_{xy}}{\sqrt{S_{xx}S_{yy}}} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i \cdot y_i - \bar{x} \cdot \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3.14)$$

r varía entre 1 y -1. Cuando  $0 < r \leq 1$  corresponde a una relación directa y  $-1 \leq r < 0$  corresponde a una relación inversa. En ambos casos las variables están relacionadas. Una decorrelación es cuando no existe relación lo que implica  $r=0$ .

### Parasnis

El siguiente método corresponde a una aproximación analítica para estimar la densidad, donde la pendiente del gráfico “Anomalía de Aire libre + C. Topográfica” v/s “Topografía” es proporcional a la densidad.

$$\begin{aligned} \Delta g_{bc} &= g_{obs} - g_t + g_a - g_b + T \\ \Delta g_{bc} + g_b &= \Delta g_a + T \\ \Rightarrow \Delta g_{bc} + 2\pi G\rho \cdot X &= Y \end{aligned} \quad (3.15)$$

### Torge

El método de Torge o de inversión considera además la corrección isostática, asumiendo que tiene una forma lineal,  $g_i = Ax + By + C$ . De acuerdo a la ecuación 3.8, el primer término de la solución, es decir  $x(1)$  corresponde al valor de la densidad buscada.

Finalmente, después de haber descrito las distintos factores que camuflan la señal que producen las estructuras geológicas que no se esperan que estén allí, se puede obtener la anomalía residual de gravead:

$$\boxed{A_r = g_{obs} - g_t - g_a + g_b + g_{topo} + g_{lag} - g_i} \quad (3.16)$$

## 3.2. GPS

El segundo gran objetivo de este trabajo es determinar la tasa de deformación actual de Laguna del Maule, es por eso que un estudio geodésico se llevo a cabo en la zona. Sin embargo, no se realizó únicamente una campaña de GPS temporal (para el estudio geodésico), además se utilizaron GPS para determinar las alturas de los puntos de gravedad.

### 3.2.1. Programas

Se utilizaron 2 tipos de programas dependiendo del tipo de posicionamiento: estático y cinemático.

Bernese es un programa de alta precisión, de procesamiento de datos GNSS desarrollado en el Instituto de Astronomía de la Universidad de Berna (AIUB) utilizado, entre otras cosas, para procesar redes permanentes.

Por otra parte TRACK es un programa desarrollado para procesar datos obtenidos de estaciones GPS móviles (posicionamiento cinemático). Ha sido desarrollado por el MIT, el Instituto Scripps de Oceanografía y la Universidad de Harvard con el apoyo de la Fundación Nacional para la Ciencia<sup>5</sup>.

### 3.2.2. Instrumentos

Se utilizaron receptores GPS de doble frecuencia de tres marcas diferentes para estos 2 propósitos:

Posicionamiento estático:

- Ashtech UZ-12
- Trimble NETRS

Posicionamiento cinemático:

- Topcon TPS Odyssey

Se configuraron los GPS de manera de medir cada 15 segundos para el caso del modo cinemático y 30 segundos para el modo estático.

### 3.2.3. La señal GPS

Los satélites transmiten en dos frecuencias en la banda L<sup>6</sup>, cada una de ellas, es múltiplo de una frecuencia fundamental de 10.23 MHz ( $L1 = 154 \cdot 10.23 \text{ MHz} = 1575.42 \text{ MHz}$  y  $L2 = 120 \cdot 10.23 \text{ MHz} = 1227.60 \text{ MHz}$ ). Ambas portadoras, L1 y L2, son moduladas por el código D o mensaje de navegación de 50 Hz que incluye información sobre efemérides y derivas de

---

<sup>5</sup>disponible en <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>

<sup>6</sup>La Banda L es un rango de radiofrecuencia situado entre los 1.5 a 2.7 GHz

relojes de los satélites, coeficientes del modelo ionosférico, información sobre el status de la constelación, etc. Además de este código, la portadora L1 es modulada por las otras 2 señales: el código P, reservado para uso militar y usuarios civiles autorizados y en está fase con L1 y el código C, también llamado código civil, desplazada en 90°. L2 en cambio es modulada solo por el código P.

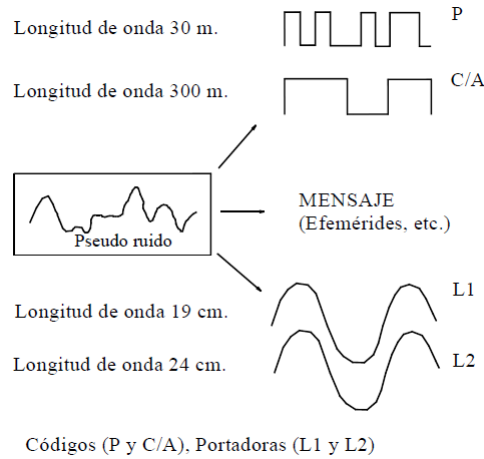


FIGURA 3.9: Esquema de los tipos de señales que emite el satélite.

Estos 3 códigos de baja frecuencia pueden considerarse como ondas cuadradas con valores  $\pm 1$  y se denominan códigos pseudoaleatorios de ruido (PRN) porque tienen el tiempo suficiente de repetición como para que un usuario sin conocimiento de la estructura del código lo considere aleatorio. Por el ejemplo el código P se repite cada 37 semanas. Cada satélite se le asigna una porción semanal de este código.

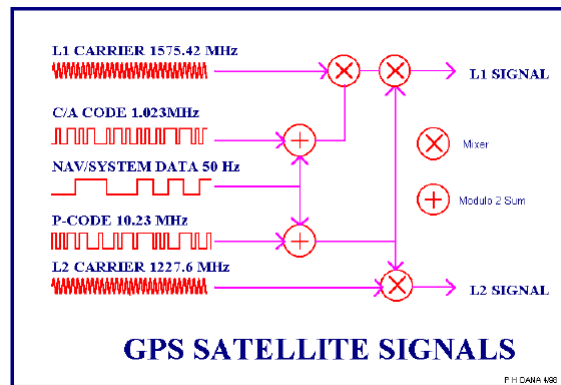


FIGURA 3.10: Esquema simple de la modulación de los códigos.

### 3.2.4. Tipos de Posicionamiento

Existen distintos criterios para clasificar los tipos de posicionamiento:

1. En función del sistema de coordenadas a que se quiere referir un punto determinado:
  - a) Si se refiere a un sistema de coordenadas previamente definido se denomina posicionamiento absoluto.
  - b) Si se determinan incrementos de coordenadas respecto a otro receptor se denomina posicionamiento relativo o diferencial.
2. En función del movimiento del receptor:
  - a) Si el receptor no se mueve se denomina posicionamiento estático.
  - b) Si el receptor se mueve se denomina posicionamiento cinemático.

Cada uno de estos tipos de posicionamiento se pueden combinar para dar solución a distintas aplicaciones con diferente precisión. Por ejemplo: Posicionamiento cinemático absoluto (pseudo-distancias) para navegación.

El uso de GPS en este trabajo está destinado a dos objetivos: determinar la tasa de deformación y obtener las alturas de los puntos donde se mide con el gravímetro.

El segundo caso, el de obtener la altura de cada punto de medición de gravimetría, se realizó con un tipo de posicionamiento Cinemático Relativo. Este consiste en dos estaciones: un receptor fijo de referencia y otro móvil, alcanzando una precisión de 1 a 2 centímetros.

El primer caso se resolvió utilizando un tipo de posicionamiento Estático Relativo. Este método de posicionamiento consiste en el estacionamiento de receptores que no varían su posición durante la etapa de observación. Se utiliza para obtener una información sobre las deformaciones de la corteza debido a los fenómenos tectónicos o geofísicos. Se logran precisiones muy grandes, milímetros sobre distancias de unos 10-100 kilómetros (Ruegg, 1994). La determinación de las deformaciones de la corteza puede hacerse por la comparación directa de elementos geométricos obtenidos a diferentes periodos de tiempo o por la comparación de coordenadas en un mismo sistema de referencia. El primero proceso da acceso solamente a información parcial, pero el segundo permite describir un campo de deformación en los puntos que tienen mediciones y de tener en cuenta esfuerzos geométricos entre diferentes datos (Ruegg, 1994). Mediciones geodésicas dentro de sistemas de fallas de alrededor de 50-100 kilómetros pueden proporcionar restricciones en la corteza y en la reología del manto, mecánica de fallamiento y ciclo sísmico. Esta escala de longitud es también apropiado para monitorear la deformación de la parte superior de la corteza asociada a inflación/deflación de cámaras magmáticas someras (Dixon, 1991).

### 3.2.5. Observables GPS

Hasta ahora se ha comentado de los tipos de posicionamiento, es decir la distintas maneras como se pueden obtener datos en terreno. Una de las consecuencias de escoger uno u otro tipo de medición es la precisión de los resultados. Sin embargo, este no es el único factor que hacen variar esta precisión, su procesamiento es fundamental para esto.

Dado lo objetivos de este trabajo, se determinó utilizar el método de dobles diferencias como método de procesamiento de datos. A continuación se presenta un resumen del contexto de donde se encuentra este método con respecto a los otros y sus beneficios al utilizarlo.

Para comenzar de deben definir una serie de variables:



- t : tiempo de la recepción de la señal (tiempo en el sistema GPS)
- $\tau$  : tiempo de viaje de la señal (desde el satélite al receptor)
- $t_k$  : lectura en el reloj del receptor al momento de la recepción de la señal
- $\delta_k$  : error en el tiempo en el reloj del receptor al tiempo  $t$  con respecto al tiempo GPS. El tiempo de la recepción de la señal se puede escribir como  $t = t_k - \delta_k$
- $\delta^i$  : error del reloj del satélite al momento de la emisión de la señal al tiempo  $t - \tau$
- $r^i(t - \tau)$  : posición del satélite  $i$  al momento de la emisión de la señal al tiempo  $t - \tau$
- $\dot{r}^i(t)$  : velocidad del satélite al tiempo de recepción de la señal
- $\rho_k^i$  : distancia geométrica entre el satélite  $i$  (al momento de la emisión de la señal al tiempo  $t - \tau$ ) y el receptor  $k$  (al momento de la recepción de la señal al tiempo  $t$ )

La distancia geométrica puede escribirse como:

$$\rho_k^i = c\tau \quad (3.17)$$

y al mismo tiempo como:

$$\rho_k^i = |r_k(t) - r^i(t - \tau)| \quad (3.18)$$

Ahora bien, utilizando los códigos que modulan las señales portadoras L1 y L2, los receptores son capaces de medir:

$$P_k^i = c((t + \delta_k) - (t - \tau + \delta^i)) \quad (3.19)$$

llamado pseudorange (por los sesgos del satélite y los errores del reloj de receptor). Se puede reescribir en función de la frecuencias  $F^7$  y la distancia geométrica:

$$P_{Fk}^i = \rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i \quad (3.20)$$

Otra manera de obtener la distancia satélite-receptor es midiendo la diferencia entre la fase de la portadora recibida del satélite y la fase generada internamente por el receptor. De manera general, en este caso la ecuación del observable es:

$$\psi_{Fk}^i(t) = \phi_{Fk}(t) - \phi_F^i(t - \tau) + n_{Fk}^i \quad (3.21)$$

---

<sup>7</sup>F: frecuencia de una portadora.

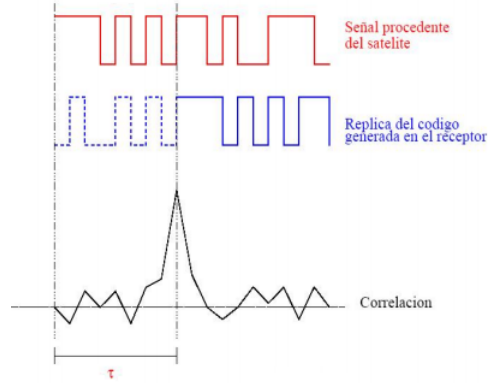


FIGURA 3.11: Para obtener los pseudorangos o pseudodistancias a partir del código, el receptor genera una réplica de la señal emitida por el satélite y compara ambas mediante correlación. Se obtiene entonces un desplazamiento de la señal que corresponde con el tiempo que tarda la señal en llegar del satélite al receptor.

$\psi_{Fk}^i(t)$  : medida de la fase (en ciclos) en la época  $t$  a frecuencia  $F$   
 $\phi_{Fk}(t)$  : fase generada por el receptor al momento de la recepción de la señal al tiempo  $t$

donde:  $\phi_F^i(t - \tau)$  : fase de una portadora al momento de la emisión al tiempo  $t - \tau$

$n_{Fk}^i$  : número entero desconocido de ciclos (ambigüedad de la fase inicial)

Escrita en términos de distancia, la ecuación tiene la forma igual a:

$$L_{Fk}^i = \rho_k^i + c\delta_k - c\delta^i + \lambda_F n_{Fk}^i \quad (3.22)$$

### 3.2.6. Sesgos y errores

Todas las mediciones GPS ya sean de pseudorango o de fase están afectadas por una variedad de sesgos y errores. Los sesgos (bias) pueden ser definido como dichos efectos en las mediciones que causan que el “verdadero rango” sea diferente de la “medida de rango” por una cantidad sistemática y que deben tenerse en cuenta en el modelo de medición usado para el procesamiento de datos. Por otra parte bajo el término de “errores” están reunidos los efectos desconocidos que alteran la medición.

Diferentes aplicaciones de GPS requieren diferentes niveles de precisión del procesamiento, por lo tanto, existe un conjunto diferente de “sesgos” y “errores”. En un extremo, en el caso de GPS de pseudorango basado en el punto de posicionamiento, todos los efectos, con la excepción de la incerteza del reloj del receptor y del satélite son tratados como errores. En el otro extremo, la determinación de líneas base GPS con una precisión de hasta 0.01 partes por millón (ppm) para aplicaciones geodésicas requiere que todos los sesgos de medición están explícitamente tomados en cuenta en cualquier esquema de solución.

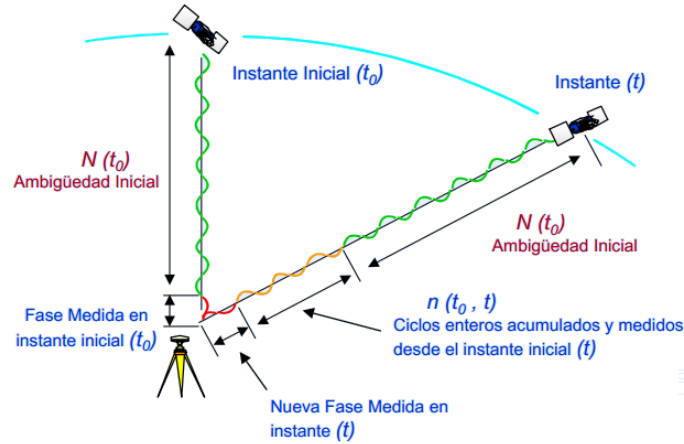


FIGURA 3.12: La distancia satélite-receptor está relacionada con el número entero de longitudes de onda y su fase. Teniendo en cuenta la distancia, una vez “fijado” el satélite, el receptor evalúa ciclos y fracción de ellos, pero no puede determinar la ambigüedad inicial de fase. Por lo tanto, un cambio en la fase observada, refleja un cambio en la distancia.

Todos los sesgos básicamente influyen tanto en las observaciones de pseudorange como de fase en la misma cantidad, sin embargo, sólo las observaciones de la fase contienen el sesgo de ambigüedad, que es una constante para un par satélite-receptor siempre que el instrumento se queda bloqueado sobre el satélite.

El énfasis en el procesamiento de datos está entonces en eliminar los sesgos de las mediciones. Existen distintas estrategias para lidiar con los sesgos: algunos sesgos pueden ser estimados, otros eliminados o reducidos significativamente (aquellos sesgos linealmente correlacionados a través de diferentes conjuntos de datos), otros pueden ser también medidos o simplemente ignorados.

La estrategia comúnmente utilizada para eliminar o reducir ciertos sesgos es el de las diferencias y existen varias maneras:

- diferencias entre satélites (única-diferencia): elimina el error producto de reloj del satélite.
- entre receptores (única-diferencia): elimina el error producto de reloj del receptor.
- dobles diferencias: error de ambos relojes (satélite y receptor) son eliminados. Las fases del receptor también se cancelan excepto la diferencia en el número de ciclos entre la combinación de dos satélites y dos receptores. Esta diferencia debería ser un número entero.
- triples diferencias

### 3.2.7. Dobles diferencias

El término “doble diferencia” se refiere a los observable que se han formado mediante la diferenciación entre los satélites y entre estaciones. Esta fase de receptor-satélite de doble diferencia puede ser creado mediante la formación de la diferencia de fase entre satélites y luego la diferencia entre estaciones o viceversa.

Las ecuaciones para los distintos observables son:

$$P_{1kl}^{ij} = \rho_{kl}^i j + I_{kl}^i j + \Delta\rho_{kl}^i j \quad (3.23)$$

$$P_{2kl}^{ij} = \rho_{kl}^i j + \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{kl}^i j + \Delta\rho_{kl}^i j \quad (3.24)$$

$$L_{1kl}^{ij} = \rho_{kl}^i j - I_{kl}^i j + \Delta\rho_{kl}^i j + \lambda_1 n_{1kl}^i j \quad (3.25)$$

$$L_{2kl}^{ij} = \rho_{kl}^i j - \frac{f_1^2}{f_2^2} I_{kl}^i j + \Delta\rho_{kl}^i j + \lambda_2 n_{2kl}^i j \quad (3.26)$$

donde:

- $kl$  : corresponde a la diferencia entre el par de receptores  $k$  y  $l$
- $ij$  : corresponde a la diferencia entre el par de satélites  $i$  y  $j$
- $I_{kl}^{ij}$  : refracción ionosférica<sup>8</sup>
- $\Delta\rho_{kl}^{ij}$  : correponde a la refracción troposférica

### 3.2.8. Combinación lineal de observables, LC

Usualmente se utilizan combinaciones lineales entre medidas de código y/o de fase de manera de eliminar algunos sesgos.

1. Combinación lineal libre-retraso ionosférico,  $L_3$

$$L_3 = \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 L_1 - f_2^2 L_2) \quad (3.27)$$

Comúnmente llamado ionosférico-libre (ionosphere-free) debido a que el retardo de trayectoria ionosférica se elimina virtualmente. Lo mismo ocurre para la combinación con medidas de código.

Utilizando las ecuaciones 3.25 y 3.26  $L_3$  se obtiene una expresión libre del efecto de la refracción troposférica:

$$L_{3kl}^{ij} = \rho_{kl}^{ij} + B_{3kl}^{ij} \quad (3.28)$$

$$= \rho_{kl}^{ij} + \frac{1}{f_1^2 - f_2^2} (f_1^2 \lambda_1 n_{1kl}^{ij} - f_2^2 n_{2kl}^{ij}) \quad (3.29)$$

Este sesgo  $B_{3kl}^{ij}$  no puede expresarse de la forma  $\lambda_3 n_{3kl}^{ij}$  donde  $n_{3kl}^{ij}$  es una ambigüedad entera. Si se conoce la diferencia  $n_{5kl}^{ij} = n_{1kl}^{ij} - n_{2kl}^{ij}$  (llamada ambigüedad wide-lane),

$B_{3kl}^{ij}$  se puede escribir como:

$$B_{3kl}^{ij} = c \frac{f_2}{f_1^2 - f_2^2} n_{5kl}^{ij} + \lambda_3 n_{1kl}^{ij} \quad (3.30)$$

donde  $\lambda_3 = \frac{c}{f_1 + f_2}$  es conocido y es aproximadamente 11 centímetros. Por lo tanto lo único desconocido es  $n_{1kl}^{ij}$  llamada ambigüedad narrow-lane.

2. Combinación lineal libre-geometría,  $L_4$

$$L_4 = L_1 - L_2 \quad (3.31)$$

Esta combinación es independiente del reloj de receptor, del satélite y de la geometría (órbitas y coordenadas de la estación). Sólo contiene el retardo ionosférico y las ambigüedades de la fase inicial y puede ser utilizado para la estimación de los modelos de la ionosfera. La misma combinación lineal puede formarse usando los observables de código.

3. Combinación lineal Wide-lane,  $L_5$

$$L_5 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) \quad (3.32)$$

Utilizando  $L_5$  en las dobles diferencias de fase se pueden corregir saltos de ciclos y resolver ambigüedades. Utilizando las ecuaciones 3.25y 3.26 se obtiene una expresión libre de la refracción ionosférica y troposférica:

$$L_{5kl}^{ij} = \rho_{kl}^{ij} + \lambda_5 n_{5kl}^{ij} \quad (3.33)$$

donde  $\lambda_5 = \frac{c}{f_1 - f_2}$  tiene alrededor de 86 cm y es aproximadamente cuatro veces más grande que  $\lambda_1$  o  $\lambda_2$  y donde  $n_{5kl}^{ij} = n_{1kl}^{ij} - n_{2kl}^{ij}$  es llamada ambigüedad wide-lane.

4. Combinación lineal Merlbourne-Wubben,  $L_6$

$$L_6 = \frac{1}{f_1 - f_2} (f_1 L_1 - f_2 L_2) - \frac{1}{f_1 + f_2} (f_1 P_1 + f_2 P_2) \quad (3.34)$$

Para dobles diferencias se obtiene:

$$L_{6kl}^{ij} = \lambda_5 n_{5kl}^{ij} \quad (3.35)$$

Con buenos datos del código P ( $\text{rms} \leq 1$  metro) esta combinación lineal puede ser usada para resolver la ambigüedad wide-lane.

### 3.2.9. Detección de saltos de ciclos o cycle slip

Cuando  $n_{Fk}^i(t_2) - n_{Fk}^i(t_1) \neq 0$  se dice que ocurrió un salto de ciclo entre los tiempo  $t_1$  y  $t_2$ . Existe numerosas causas para un salto de ciclo: 1) obstrucción de la señal del satélite debido a un árbol, edificios, etc., 2) mala señal debido a rápidos cambios en las condiciones ionosféricas, multi-caminos, receptores muy rápidos o baja elevación satelital, 3) problemas con el software del receptor y 4) mal funcionamiento del oscilador del satélite.

### 3.2.10. Bernese y TRACK

Como se mencionó en un principio, se utilizaron dos programas dependiendo del tipo de posicionamiento realizado: el programa Bernese para el posicionamiento estático y TRACK para el posicionamiento cinemático.

Ambos programas proceden de manera similar pero con algunas diferencias. Bernese tiene implementado 4 estrategias para resolver ambigüedades y dependiendo de los largos de las líneas de base y/o de las sesiones y/o de los observables disponibles se utiliza una de ellas. En cambio TRACK tiene un único algoritmo para resolver ambigüedades, sin embargo, ambos programas lo resuelven fijando a un número entero el valor de las ambigüedades.

Otra diferencia está ligada a la detección de saltos de ciclos. Esta puede ser difícil en el procesamiento cinemático debido al movimiento del vehículo. Normalmente, en el modo estático, las coordenadas están suficientemente bien conocidas que los cambios en la fase (combinaciones lineales) entre épocas de datos pueden ser utilizados. Si el cambio es mayor de cierto nivel de tolerancia (usualmente 0.2 a 0.5 ciclos), entonces un salto de ciclo es detectado. Los saltos de ciclos se resuelven a números enteros fijándolos mediante de polinomios simples a través de las épocas.

# Capítulo 4

## Resultados

### 4.1. Gravimetría

En un periodo de un año (18, 19 y 20 de Enero del 2011; 4 de Mayo del 2011 y Febrero 1, 2 y 3 del 2012), se realizaron 3 campañas de terreno, obteniendo 85 mediciones de gravedad. Además, 4 de estos 87 puntos, que también corresponden al lugar de las estaciones GPS (MA01, MA02, MA03 y MA04), se midió la gravedad en dos oportunidades: Enero del 2011 y Febrero del 2012. Las diferencias en las mediciones de gravedad en estos cuatro puntos se observan en la Tabla 4.1.

	$Z_{2012}-Z_{2011}$	$g_{obs2012} - g_{obs2011}$	$g_{lag2012} - g_{lag2011}$	An. Bo.2012-	An. Bo.2011
	m	mgal	mgal	mgal	
MA01	0.034	-0.383	-0.019	-0.357	
MA02	0.098	-0.170	-0.020	-0.130	
MA03	0.225	-0.460	-0.020	-0.394	
MA04	0.184	-0.240	-0.009	-0.194	

TABLA 4.1: Resultados de microgravedad

De acuerdo a los resultados obtenidos los cuatro puntos en donde se registró la altura todas aumentaron, siendo de Mayor a menor las estaciones: MA03, MA04, MA02 y MA01. Con respecto a las mediciones de gravedad, en todos los puntos el registro disminuyó, siendo de mayor a menor en las estaciones: MA03, MA01, MA04 y MA02. Es de esperarse, que las estaciones donde hubo un aumento de altura, haya una mayor disminución en los registros de gravedad, sin embargo, no existe una congruencia con MA01. No se ha comentado anteriormente, pero de acuerdo a los estudios geológicos realizados en la laguna, ésta finaliza en una zona que se encuentra al S del punto MA01, es decir que este punto se encuentra dentro de la parte artificial de la represa por lo que es probable que el modelo de la geometría de la laguna utilizado en este trabajo en este punto, no es muy confiable en comparación con los otros puntos, que se encuentra en la zona de la laguna que naturalmente al agua ha sido estancada.

No se realizó un nuevo modelo de la alguna en este trabajo, por lo que esto es solo una

hipótesis del porque esta incongruencia entre la diferencia de altura y el registro en la medición para este único punto, con respecto al resto. Con respecto a la disminución en la anomalía de Bouguer de todos los puntos en general es necesario mencionar que se utilizó una misma densidad para la diferencia de masa que se produce por el cambio de altura. Como conclusión entonces se estima que la densidad del material que “rellena” es de menor densidad que el utilizado en el primer modelo.

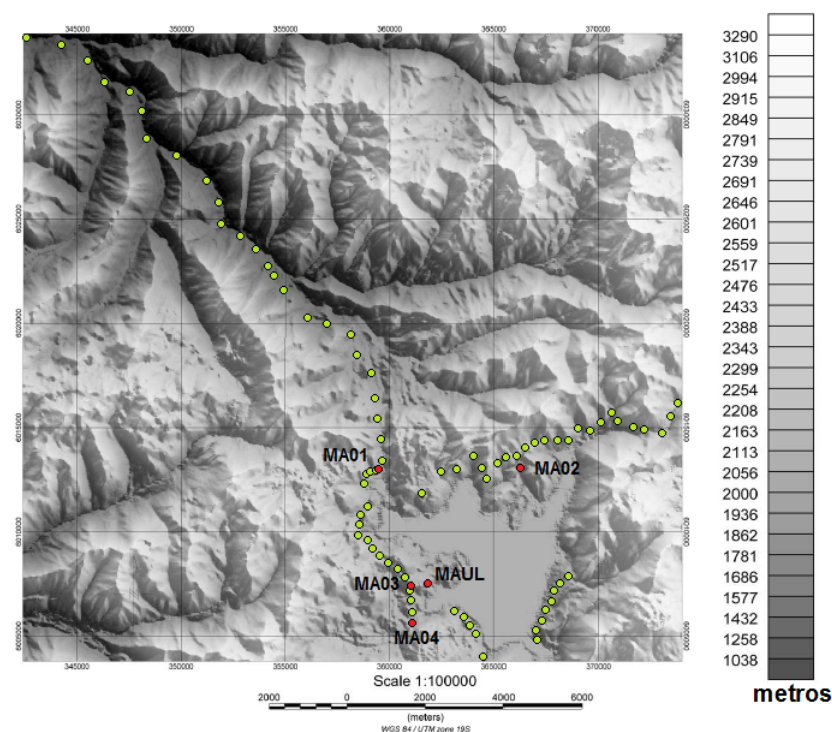


FIGURA 4.1: Modelo de elevación digital de Laguna del Maule. Aquí se puede ver la distribución de las mediciones de gravedad, puntos verdes y las 5 estaciones GPS, puntos rojos.

#### 4.1.1. Determinación de la altura.

Debido a problemas en las mediciones en terreno (como pérdida de energía, cables cortados, etc) no todas las posiciones (en particular la altura) de los puntos de gravedad tiene la misma precisión. De los 85 puntos en total, 4 de ellos la coordenada vertical se obtuvo con las estaciones temporales de GPS (programa Bernese), 52 puntos con GPS de doble frecuencia (programa TRACK) y el resto que corresponde a 35 puntos se determinó utilizando un GPS de mano y un DEM STRM<sup>1</sup> de 90 metros. Para el cálculo de los 35 puntos se procedió de la siguiente manera:

1. Se calculó el promedio de las diferencias entre los resultados obtenidos con a) TRACK y DEM y b) TRACK y GPS de mano para la coordenada z en los puntos en los cuales se obtuvo resultado con el programa TRACK. Esto se realizó por día.

<sup>1</sup>disponible en <http://srtm.csi.cgiar.org/>



2. Se escogió el promedio más bajo entre los casos a) y b).
3. Finalmente el valor de la altura para los 35 puntos se obtuvo sumando el promedio de las diferencias escogido al valor de z obtenido con DEM o GPS de mano según sea el caso.

Con respecto a la posición horizontal (latitud y longitud) de estos 35 puntos, se utilizaron los datos obtenidos con el GPS de mano. De acuerdo al manual, esta clase de GPS de mano tiene una precisión de  $\pm 2$  grados, sin embargo, comparando con los puntos los cuales sus coordenadas fueron obtenidas con TRACK, la diferencia es en promedio de 0.000039 grados para la latitud y 0.00766 grados para la longitud.

	Promedio error (m)	error máx. (m)	error mín. (m)	Des. Estándar (m)
Perfil 1	1.4726	4.3822	0.0014	2.1017
Perfil 2	3.3461	4.0998	0.0098	1.6111
Perfil 3	0.0207	0.1808	0.009	0.0327
Perfil 4	0.0102	0.0151	0.008	0.0022

TABLA 4.2: Errores en metros asociado a la coordenada Z por perfil.

	$\delta$ UTM N (m)	$\delta$ UTM E (m)	$\delta$ Z (m)
Perfil 1	0.0090	$\sim$ 0.0128	1.4726
Perfil 2	0.0137	0.0356	3.3461
Perfil 3	0.0130	1.0186	0.0207
Perfil 4	0.0051	0.0036	0.0102

TABLA 4.3: Errores promedio en metros para las 3 coordenadas por perfil.

#### 4.1.2. Determinación de la densidad promedio.

Se realizaron 3 métodos con el objetivo de determinar una única densidad para toda la zona.

	Nettleton	Parasnis	Torge
$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	2.56	2.49	3.20

TABLA 4.4: Resultados para la densidad promedio utilizando 3 métodos.

Utilizando el método de Nettleton (1939), no se logró determinar una única densidad que descorrelacionara la anomalía de Bouguer completa y la topografía por perfil calculando los coeficientes de correlación. Los resultados se pueden observar en la Tabla 4.5.

Ahora bien, calculando el mismo coeficiente pero utilizando todos los datos, se determinó una densidad 2.56 g/cm<sup>3</sup>. Sin embargo, este valor por perfil, no des-correlaciona la anomalía de Bouguer completa con la topografía.

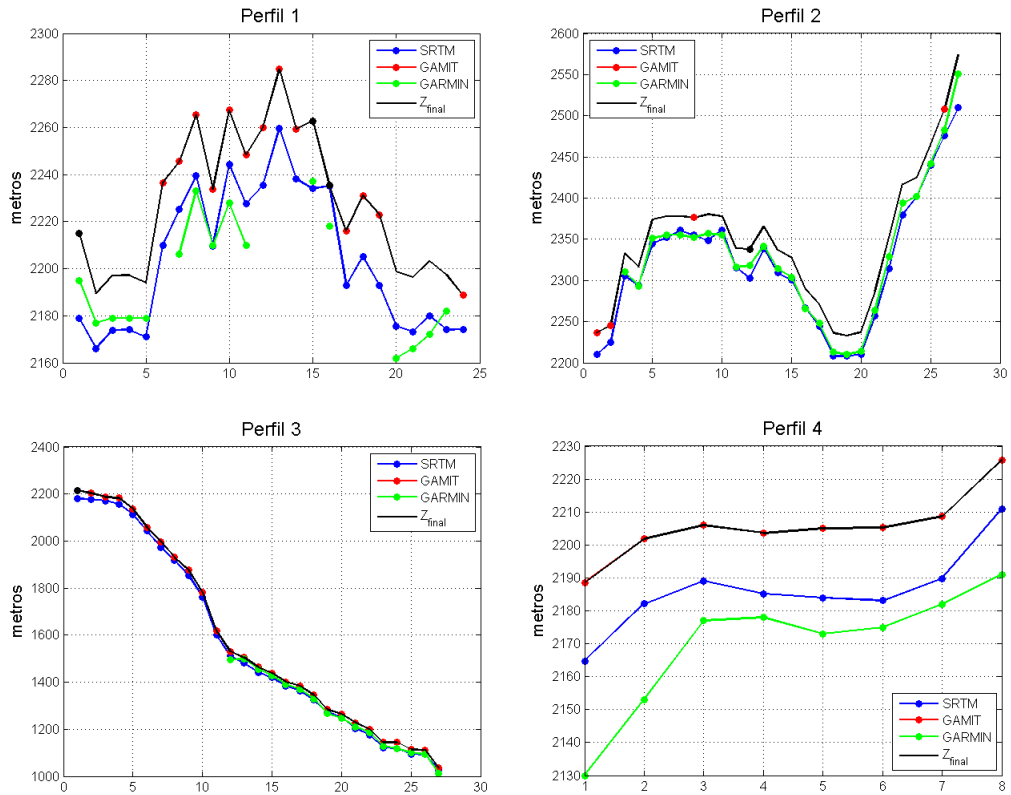


FIGURA 4.2: Comparación para altura entre los datos procesados con GAMIT (línea roja), los datos obtenidos con DEM SRTM (azul) y con un GPS de mano (verde). La línea negra corresponde a la altura final utilizada en este trabajo.

$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Coeficiente de Correlación			
	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4
2	0.172	0.082	0.956	-0.552
2.1	0.164	0.014	0.947	-0.569
2.2	0.156	-0.052	0.935	-0.586
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
2.9	0.097	-0.424	0.437	-0.681
3	0.088	-0.462	0.180	-0.692

TABLA 4.5: Resultados del método de Nettleton por perfil. El cuadro gris indica el coeficiente de correlación de menor valor por perfil.

El segundo método, Parasnis (1962), también se realizó primero por perfil y luego juntado todos los datos. En este caso, solo el resultado utilizando todos los datos, se acerca a la realidad,  $2.4894 \pm 0.1216$  g/cm<sup>3</sup>. El ajuste de la curva con el cual se determinó este valor se puede observar en la Figura 4.5 y en la Tabla 4.7 se puede observar los distintos valores obtenidos.

Por último, con el método de Torge (1989) o método de inversión, al igual que el método

$\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	Coefficiente de Correlación
2.55	0.022
2.56	0.006
2.57	-0.011

TABLA 4.6: Resultado del método de Nettleton para todos los datos. El valor central corresponde a la menos correlación.

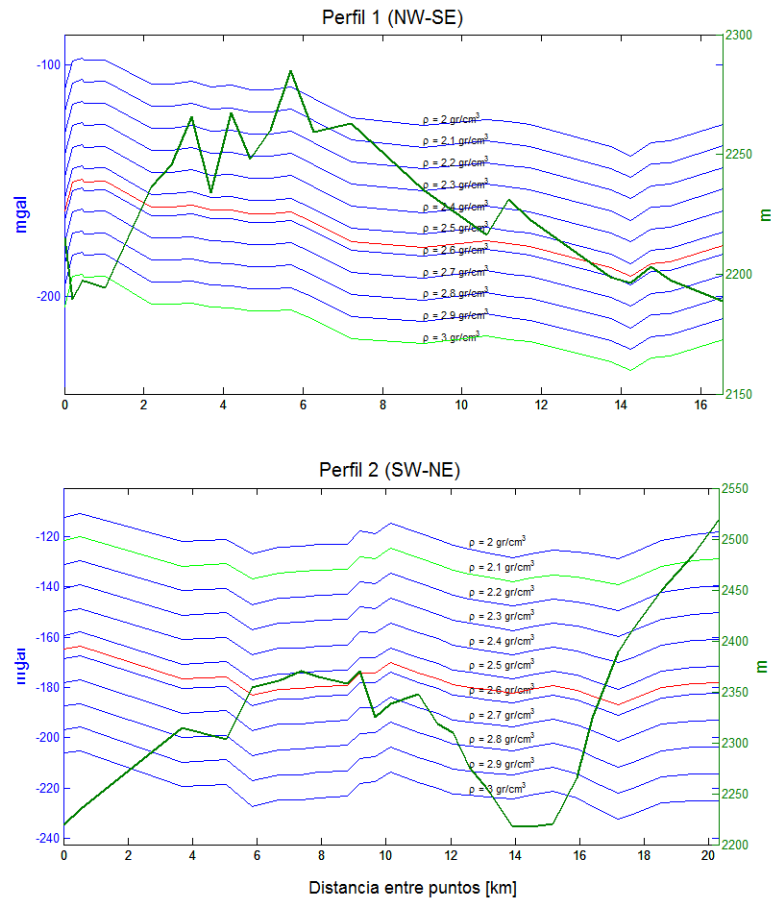


FIGURA 4.3: Estimación de la densidad promedio utilizando el método de Nettleton (1939). La línea en rojo en cada caso corresponde a la densidad obtenida con todos los datos: 2.56 g/cm<sup>3</sup>. La línea verde marca la densidad que minimiza la correlación en cada perfil.

anterior la mejor estimación se obtuvo con todos los datos y no por perfiles. El valor resultante fue de 3.2026 mgal.

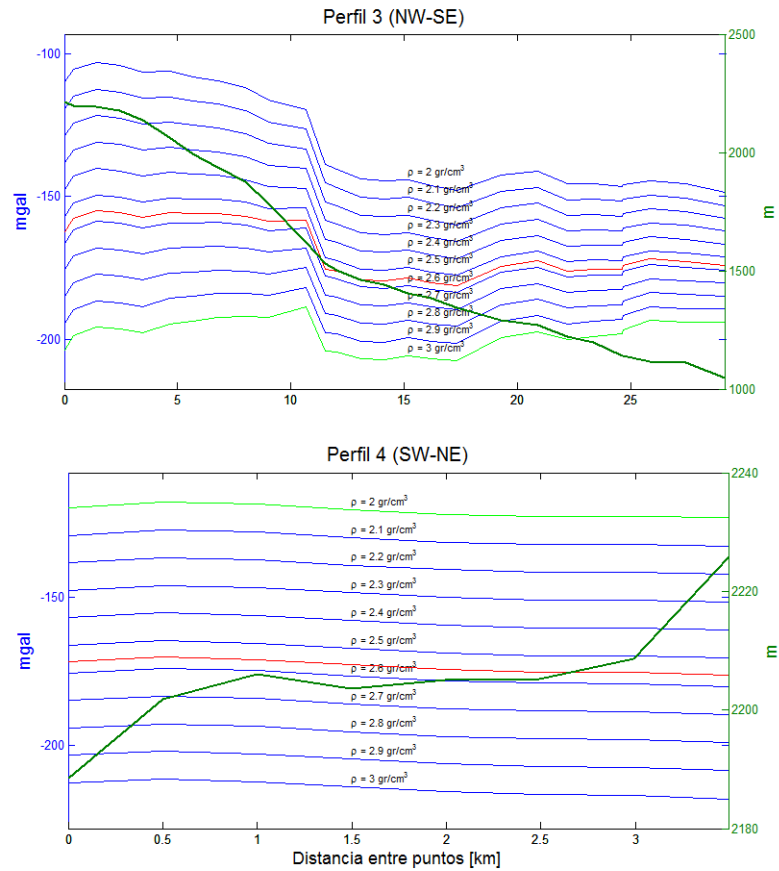


FIGURA 4.4: Estimación de la densidad promedio utilizando el método de Nettleton (1939). La línea en rojo en cada caso corresponde a la densidad obtenida con todos los datos:  $2.56 \text{ g/cm}^3$ . La línea verde marca la densidad que minimiza la correlación en cada perfil.

Ya teniendo todos los resultados, se puede concluir que:

1. De los 3 métodos, con los 2 primeros (Nettleton y Parasnis) se obtuvieron resultados comúnmente aceptables.
2. De acuerdo a los resultados por perfil de los métodos de Nettleton y Parasnis se puede deducir que en los perfiles 1 y 3 la densidad promedio es más alta que la densidad promedio de los perfiles 2 y 4.

Finalmente se determinó usar un promedio entre los valores  $2.56$  (Nettleton) y  $2.49$  (Parasnis), dado que son valores cercanos a los valores típicos que se pueden encontrar en la literatura. Por lo que la densidad para toda la grilla es igual a  $2.525 \text{ g/cm}^3$ .

### 4.1.3. Compensación isostática

Para la compensación isostática, se determinó utilizar una continuación analítica en vez de una aproximación polinomial de primer orden, debido a que el resultado de la inversión

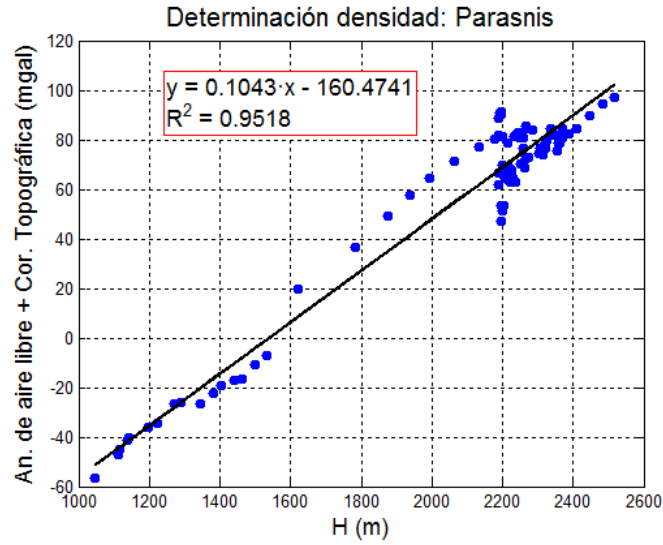


FIGURA 4.5: Estimación de la densidad promedio utilizando el método de Parasnís (1962). La densidad estimada es igual a  $2.4894 \pm 0.1216 \text{ g/cm}^3$ .

	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4
$\rho \text{ (g/cm}^2\text{)}$	$3.4219 \pm 4.6816$	$2.0306 \pm 0.3911$	$2.9153 \pm 0.1336$	$0.3760 \pm 3.4581$

TABLA 4.7: Resultados para el método de Parasnís por perfil.

	Perfil 1	Perfil 2	Perfil 3	Perfil 4
$\rho \text{ (g/cm}^2\text{)}$	0.4051	1.8547	3.9744	5.8302

TABLA 4.8: Resultados para el método de Torge por perfil.

para la densidad no fue satisfactorio, lo que dice que aproximar la anomalía regional a un plano no está correcto para este caso.

Este procedimiento se realizó utilizando la extensión MAGMAP del programa Oasis Montaj.

#### 4.1.4. Anomalía Residual

Finalmente, utilizando un grillado de 500 metros, una densidad promedio de  $2.525 \text{ g/cm}^3$  y una altura de 10000 metros para la continuación analítica, se obtuvo la Anomalía Residual de gravedad para el Complejo Volcánico Laguna del Maule, Figura 4.6.

#### Precisión de la Anomalía Residual

La precisión de las mediciones y las correcciones de Aire Libre y Bouguer, se han considerado como las principales fuentes de error en esta solución. En la sección anterior, se

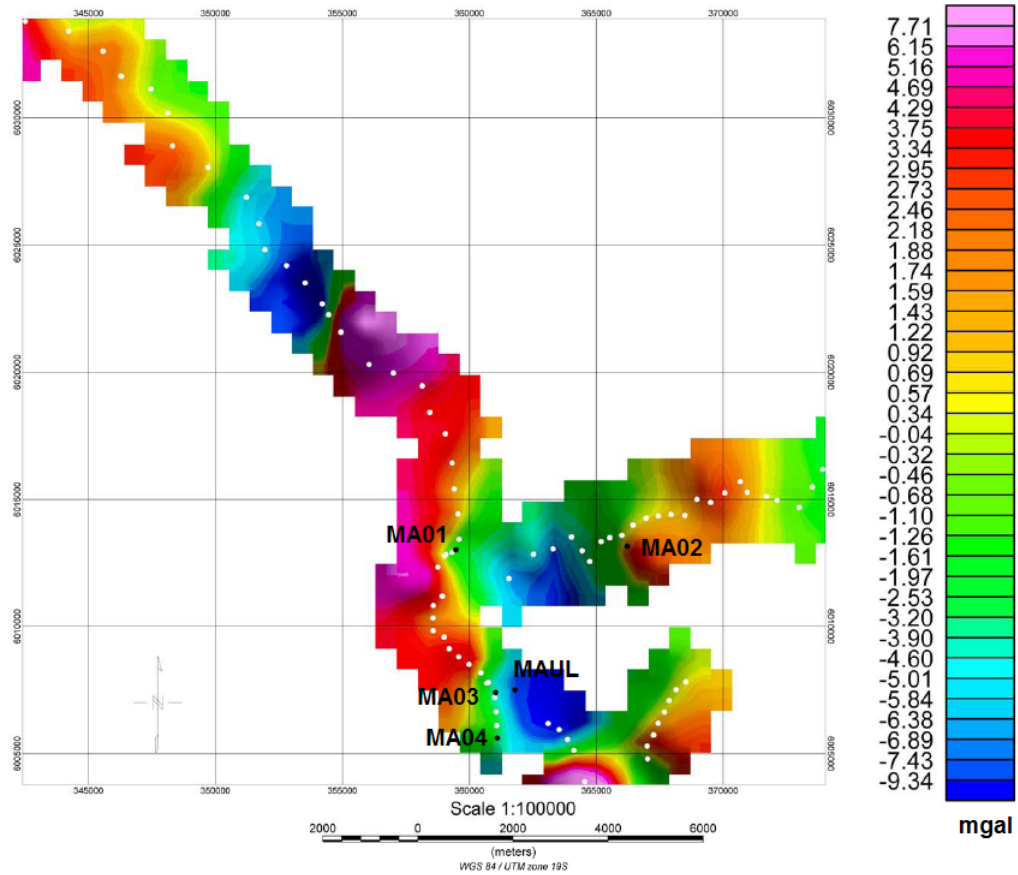


FIGURA 4.6: Anomalía Residual de gravedad.

determinó cual fue el error promedio de la altura por perfil, Tabla 4.2.

Con respecto a las mediciones, los datos fueron tomados con 2 gravímetros: LaCoste & Romberg G411 y CG-5 Autograv. El primero tiene una precisión de 0.01 mgal (Instruction Manual Model G&D Gravity Meters. LaCoste & Romberg, 2004) y el segundo una precisión de 0.001 mgal (Operation Manual CG-5. Scintrex Autograv System, 2010).

	$\delta g_{\text{obs}}$ (mgal)	$\delta g_{\text{aire libre}}$ (mgal)	$\delta g_{\text{bouguer}}$ (mgal)	$\delta \text{An. Residual}$ (mgal)
Perfil 1	0.0059	0.4544	0.1531	0.4796
Perfil 2	0.0093	1.0326	0.3479	1.1874
Perfil 3	0.01	0.0064	0.0022	0.0121
Perfil 4	0.001	0.0032	0.0011	0.0035
Grilla	0.0078	0.4533	0.1527	0.4784

TABLA 4.9: Estimación de la precisión de la Anomalía Residual.

Finalmente se puede concluir que la precisión de la Anomalía Residual calculada es de  $\pm 0.4784$  mgal.

## 4.2. GPS

En 4 de los 5 puntos GPS (MA01, MA02, MA03 y MA04), ubicados en los alrededores de la laguna (Figura 4.1) se realizaron mediciones de la posición en los mismos 3 periodos de tiempo, con excepción de MA04 (la estación más al S) que además midió en forma continua desde el 31 de Enero al 3 de Mayo del 2011. La estación MAUL, perteneciente al OVDAS<sup>2</sup>, midió desde el 4 de Febrero del 2012.

El resultado del ajuste de la velocidad del movimiento absoluto de las cinco estaciones se presentan en la Tabla 4.10 y Figuras 4.9, 4.7 y 4.8.

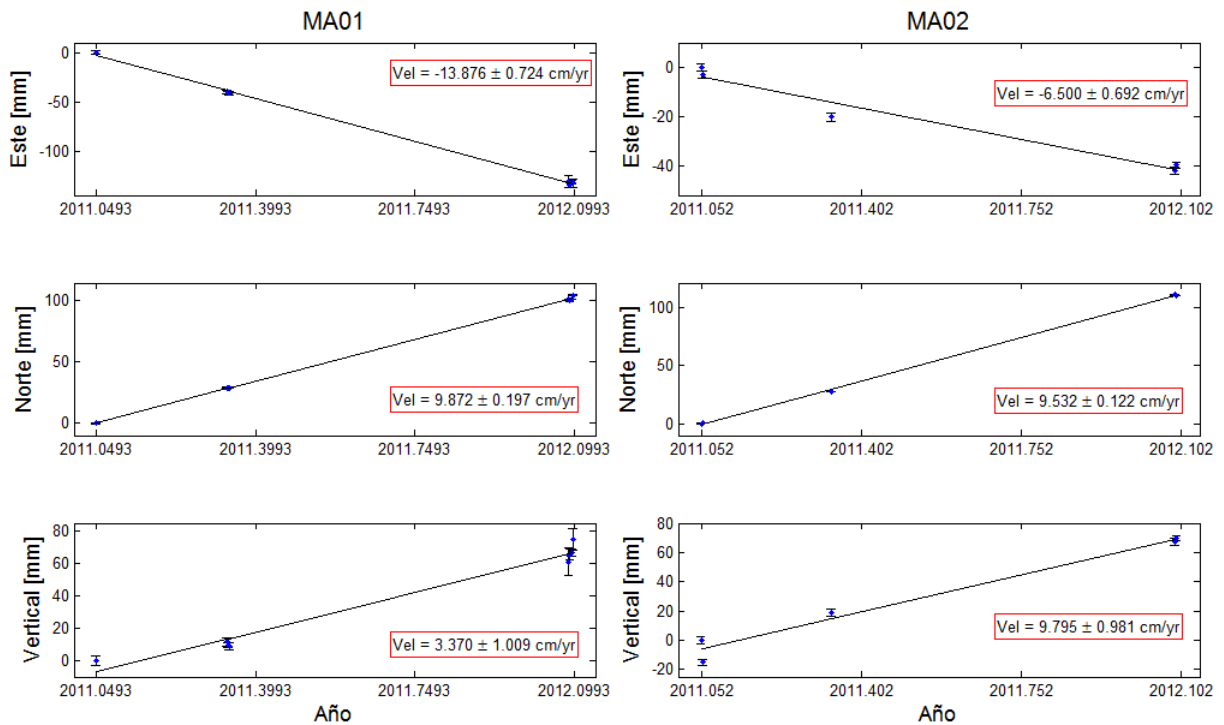


FIGURA 4.7: Movimiento Absoluto para las estaciones MA01 y MA02.

<sup>2</sup>Observatorio Volcanológico de Los Andes del Sur, SERNAGEOMIN

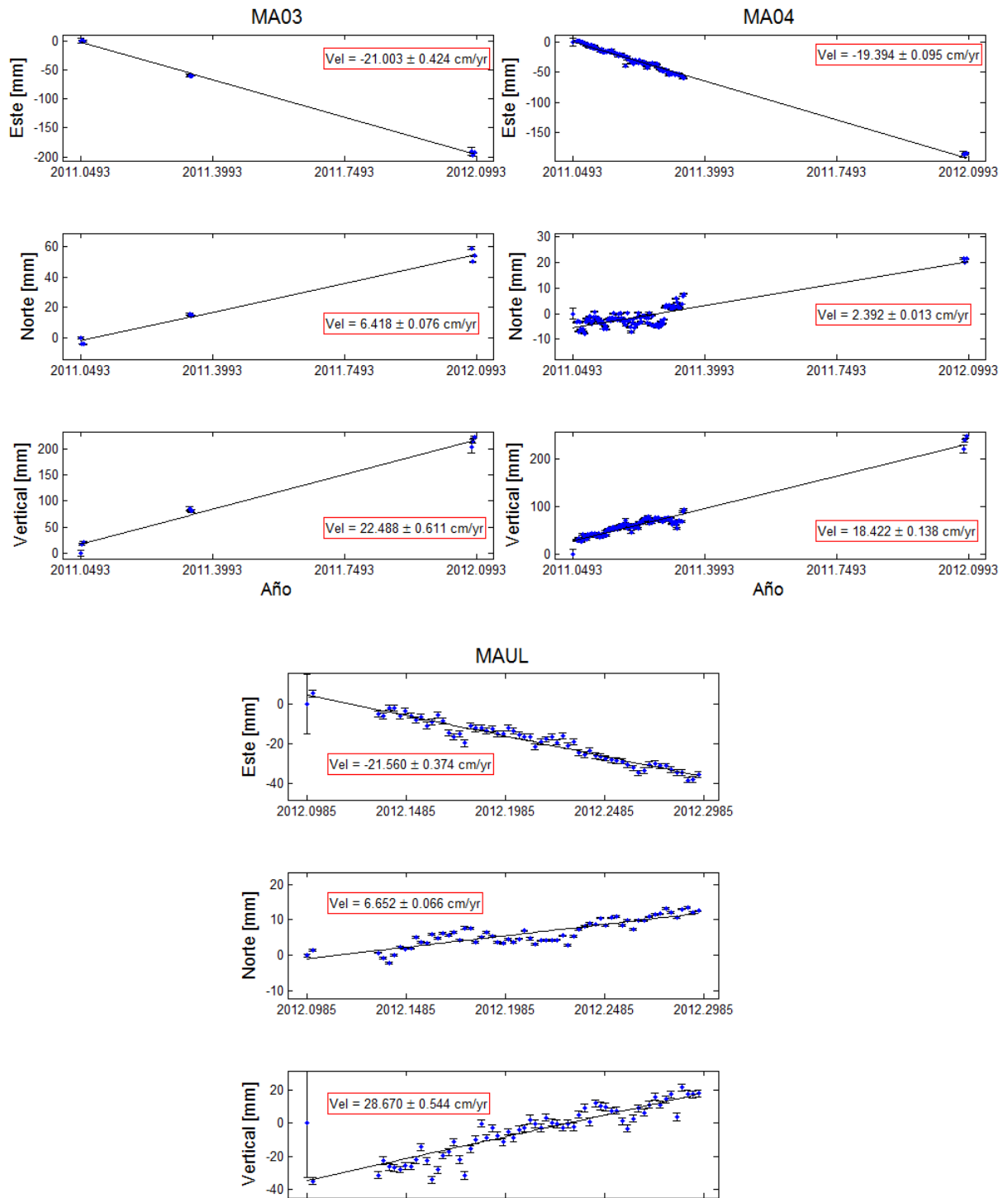


FIGURA 4.8: Movimiento Absoluto para las estaciones MA03, MA04 y MAUL.



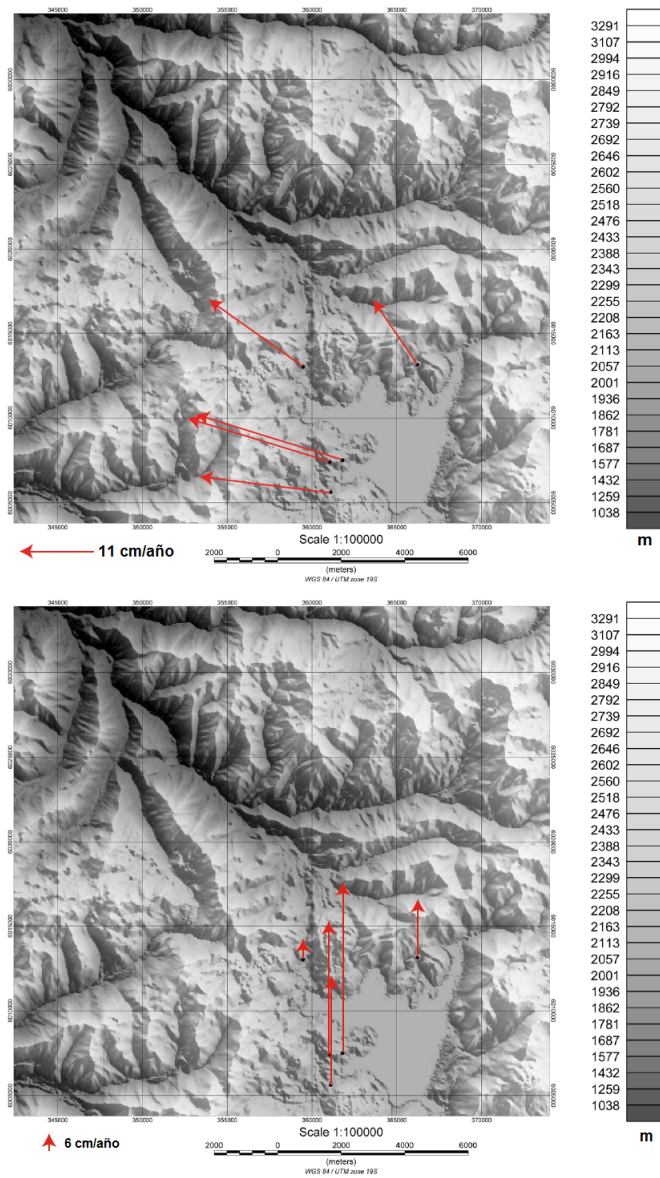


FIGURA 4.9: Velocidad de movimiento absoluto. Arriba, movimiento horizontal; abajo, vertical.

	Vel. Este (cm/año)	Vel. Norte (cm/año)	Vel. Z (cm/año)	Tiempo (años)
MA01	$-13.876 \pm 0.724$	$9.872 \pm 0.197$	$3.37 \pm 1.009$	2011.0493-2012.0958
MA02	$-6.5 \pm 0.692$	$9.532 \pm 0.122$	$9.795 \pm 0.981$	2011.052-2012.0931
MA03	$-21.003 \pm 0.424$	$6.418 \pm 0.076$	$22.488 \pm 0.611$	2011.0493-2012.0931
MA04	$-19.394 \pm 0.691$	$2.392 \pm 0.013$	$18.422 \pm 0.138$	2011.0493-2012.0931
MAUL	$-21.56 \pm 0.374$	$6.652 \pm 0.066$	$28.67 \pm 0.544$	2012.0985-2012.2957

TABLA 4.10: Resultados de las estaciones GPS en cm/año: Movimiento Absoluto.

La velocidad final o real de deformación, es decir sin incluir el movimiento natural de la

tectónica global se obtuvo sustrayendo la velocidad de movimiento de una estación de referencia (-70.821442, -35.809630) en el mismo periodo de tiempo. Figura 4.10 y Tabla referencial.

	Estación de referencia
Vel. Este (cm/año)	$-9.932 \pm 0.056$
Vel. Norte (cm/año)	$3.716 \pm 0.000$
Vel. Z (cm/año)	$-0.0014 \pm 0.1913$
Tiempo (años)	2011.0493-2011.9993

TABLA 4.11: Resultado del movimiento de la estación de Referencia.

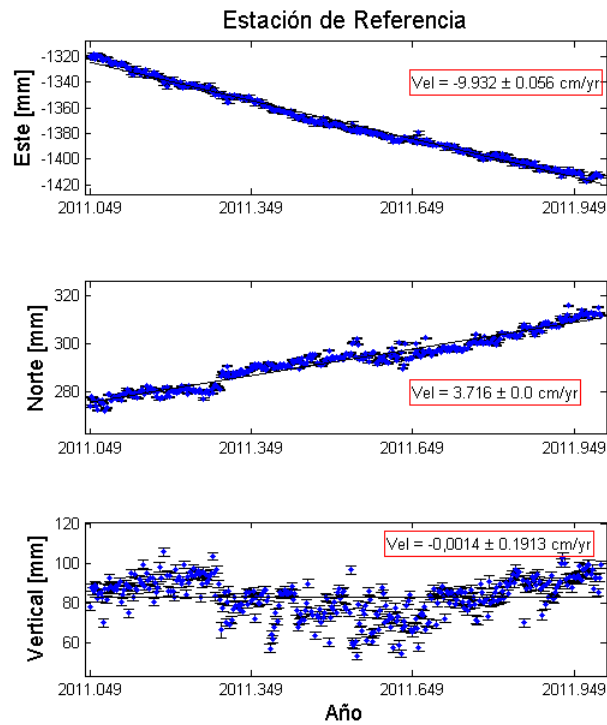


FIGURA 4.10: Velocidad de movimiento natural de la superficie. Estación llamada MAUL (al igual que la estación perteneciente al OVDAS) perteneciente al profesor Christophe Vigny a cargo del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile. Localizada a más de 30 km del centro de deformación de acuerdo al trabajo de Fournier et al., 2010.

Finalmente, la velocidad de la deformación relativo al movimiento natural (o relativo a la estación de referencia) en cada punto se encuentra en la Tabla 4.12 y Figura 4.11.

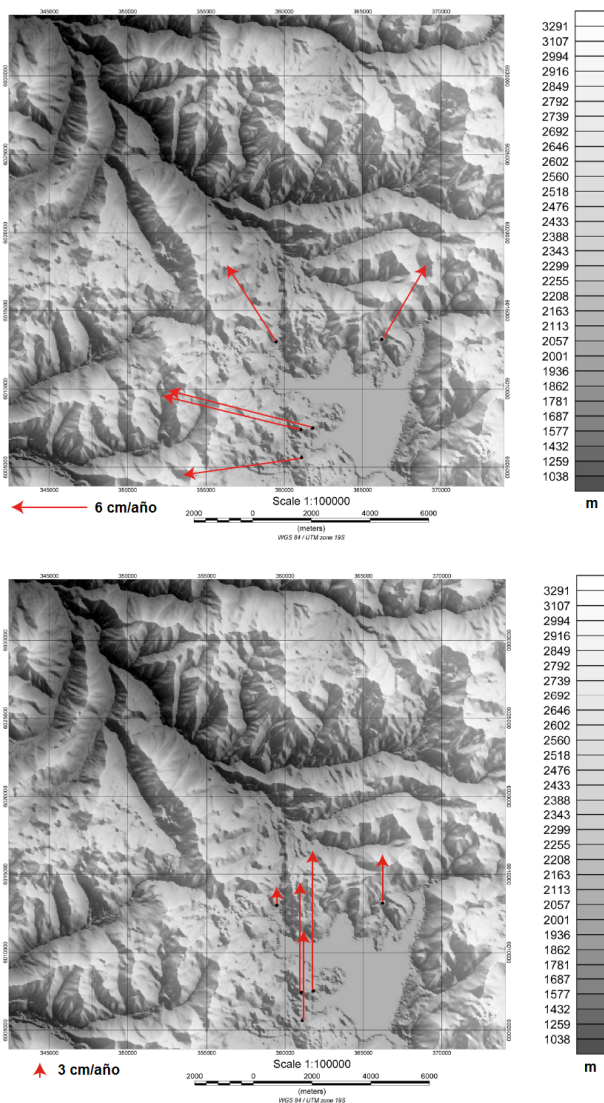


FIGURA 4.11: Velocidad de movimiento relativo de la deformación. Arriba, movimiento horizontal; abajo, movimiento vertical.

	Vel. Este (cm/año)	Vel. Norte (cm/año)	Vel. Z (cm/año)	Tiempo (años)
MA01	$-3.944 \pm 0.726$	$6.101 \pm 0.197$	$3.3714 \pm 1.027$	2011.0493-2012.0958
MA02	$3.432 \pm 0.694$	$5.816 \pm 0.122$	$9.7964 \pm 0.9995$	2011.052-2012.0931
MA03	$-11.071 \pm 0.428$	$2.701 \pm 0.076$	$22.4894 \pm 0.6401$	2011.0493-2012.0931
MA04	$-9.46 \pm 0.11$	$-1.324 \pm 0.013$	$18.4234 \pm 0.2359$	2011.0493-2012.0931
MAUL	$-11.539 \pm 0.378$	$2.936 \pm 0.066$	$28.6714 \pm 0.5766$	2012.0985-2012.2957

TABLA 4.12: Resultado de la velocidad de movimiento relativo de la deformación.

# Capítulo 5

## Análisis

### 5.1. Anomalía Residual de gravedad

Como primera aproximación se puede concluir de acuerdo a la Figura 4.6 que existe una anomalía positiva que parece rodear una anomalía negativa: las anomalías llamadas A3, A5, A7 y A8 parecieran encerrar a A6 y A4, muy aproximadamente. Figura 5.1.

En distintos trabajos en complejos volcánicos con una larga historia de erupciones explosivas asociadas con la formación de la caldera, se observan este tipo de distribución de anomalías. En cada caso existe una correlación entre la longitud de onda de la anomalía y el diámetro de la caldera. La baja densidad del relleno de la caldera, comúnmente material silícico piroclástico es probablemente el responsable para la anomalía negativa observada mientras que rocas volcánicas más densas son representadas por un anillo positivo (Deplus et al., 1995). En el caso de un volcán activo, una cámara de magma de baja densidad dentro de los primeros kilómetros de la corteza también puede contribuir a la baja gravedad (Rymer y Brown, 1986; Deplus et al., 1995). Ahora bien, el mapa de gravedad, visto minuciosamente, se pueden clasificar las anomalías en ocho, Figura 5.1.

- A1 corresponde la anomalía de menor valor (-20 mgal).
- La anomalía A2, está definida por dos altos de gravedad: en la dirección N, sobre el perfil 3 y en la dirección S, sobre el perfil 1. La primera zona se encuentra cerca del cráter Bobadilla y la segunda marca exactamente la posición del Domo del Maule junto con la Colada Occidental, Figura 5.1.
- Como se mencionó en un principio, las anomalías A3, A5, A7 y A8 serían parte de este anillo de anomalía positiva, sin embargo, se analizaran por separado. En particular A3 al igual que A2, su límite N se encuentra cerca del cráter Bobadilla y su límite S está definido por la colada Dendriforme y el cráter Negro.
- A4 corresponde a la zona de baja gravedad comentada anteriormente. Contiene 4 anomalías: A5, A6, A7 y A8.
- A5 corresponde a dos altos de gravedad, que de acuerdo a los mapas geológicos del lugar (Figura 5.2) es el lugar de dos zonas de fallas.

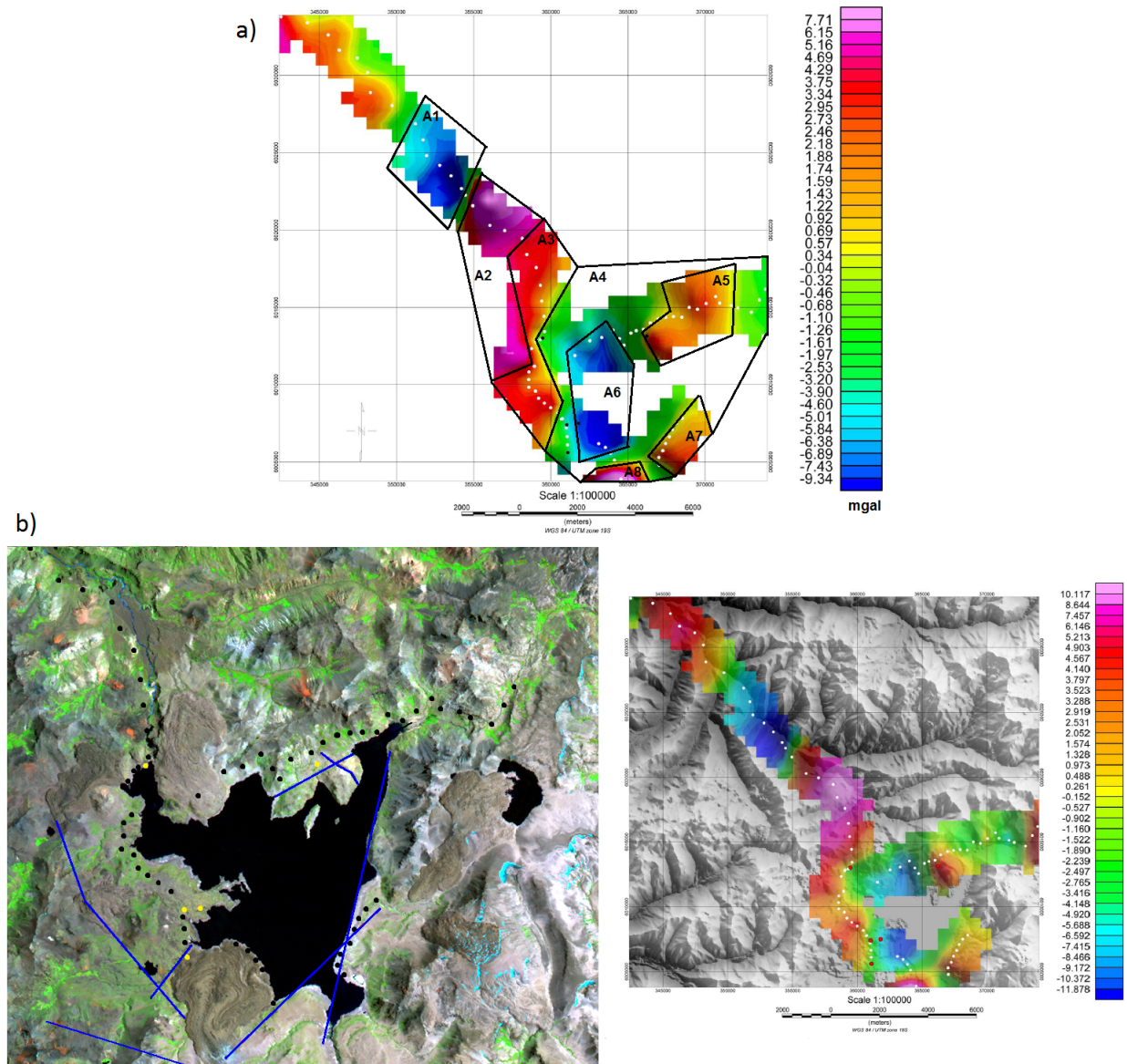


FIGURA 5.1: a) Calsificación de anomalías definidas en este trabajo. b) Distribución de las principales fallas descritas por trabajos anteriores.

- La anomalía definida como A6, también está determinada por dos anomalías que parecieran una sola. La primera zona se encuentra sobre el perfil 2 y la segunda sobre el perfil 1, específicamente sobre la Colada Las Nieblas.
- A7 está ubicado sobre el borde SE de la laguna. Nuevamente a los trabajos anteriores en este lugar existe una zona de fallas, Figura 5.2.
- Por último, A8, que corresponde a una única medición, es el valor más alto de gravedad medido con respecto al resto, 14 mgal. Esta localizado en el borde E de la Colada Las Nieblas, lugar donde también habría un sistema de fallas.

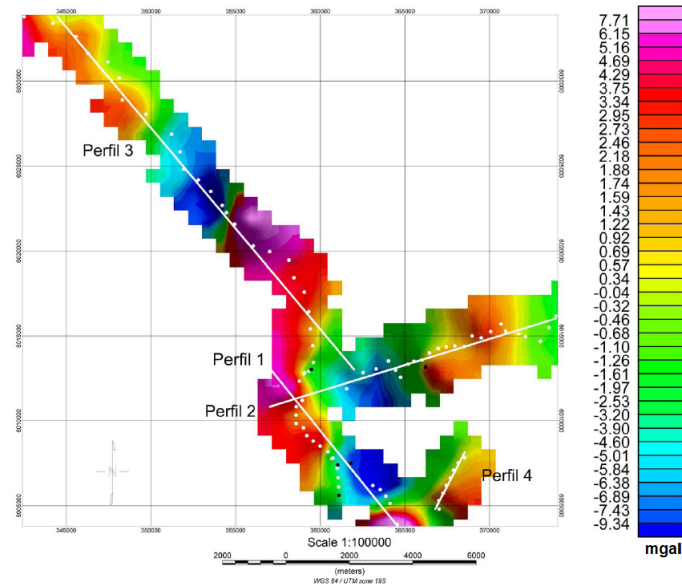


FIGURA 5.2: Distribución de los cuatro perfiles.

## 5.2. Análisis en el espacio de Fourier

En capítulos anteriores, cuando se hablaba sobre la “representación por serie de Fourier” de la señal de gravedad para realizar la “compensación isostática”, se comparaba la dimensión de la señal de grandes cuerpos y profundos con longitudes de onda larga. Esta manera de ver y tratar las señales es la que comúnmente se utiliza, además de en la compensación isostática, en el análisis de la anomalía residual.

El procedimiento anterior, tenía como objetivo separar la señal producto de grandes cuerpos, en este caso la raíz isostática. En esta oportunidad el objetivo es determinar bordes de cuerpos. Para ello se utilizó la misma extensión del utilizado para la compensación isostática, MAGMAP de Oasis montaj.

A favor de la simplicidad matemática y de la velocidad de operación, la extensión MAGMAP aplica los filtros en el dominio de la frecuencia utilizando la transformada rápida de Fourier, FFT. Funciona en 2 etapas: un pre-procesamiento y un post-procesamiento.

En la primera parte los datos en el dominio espacial se condicionan para cumplir con las condiciones del proceso de transformación al espacio de la frecuencia discreta. Comienza por eliminar la tendencia de primer orden de los datos, amplía la grilla a una grilla cuadrada de dimensiones  $2^n$ , donde  $n$  es el número de puntos y finalmente, rellena la grilla con valores ficticios (la razón por la cual la red se expanda es permitir un espacio adecuado para garantizar la periodicidad suave.) Continúa el proceso, aplicando la transformada de Fourier, se multiplica por el filtro escogido y se des-transforma la función final. Por último el post-procesamiento la grilla se reduce al tamaño original y se restaura la cobertura inicial.

### 5.2.1. Derivadas y gradiente horizontal

El objetivo es determinar las altas variaciones horizontales causadas por ejemplo por límites de fallas entre diferentes unidades litológicas. Esto se traduce en determinar el gradiente de la señal.

La derivada horizontal tiene como consecuencia aumentar altas variaciones horizontales en el dominio de la frecuencia en los datos de campos potenciales.

Un procedimiento típicamente utilizado es transformado esta derivada al espacio de Fourier:

$$F\left[\frac{dg}{dx}\right] = ik_x F[g] \quad (5.1)$$

La expresión anterior corresponde a la primera derivada horizontal en dirección x. Para la derivada en la dirección, solo cambia el número de onda,  $k_y$ .

Por otro lado, el filtro gradiente horizontal, se define utilizando las grillas filtradas anteriormente. Tiene como consecuencia un realce en los bordes de una anomalía.

$$GH = \sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2} \quad (5.2)$$

Ahora bien, utilizando estas herramientas en los datos obtenidos se pueden ver ciertos patrones en los gráficos de derivadas.

Como se observa en la Figura 5.3, se ve que existe en general dos grandes cuerpos: en la Primera Derivada Horizontal en X se han clasificado como x1 y x2. Si bien es posible formar otros dipolos, como se puede ver en el resultado del Gradiente Horizontal, este pareciera encerrar solo 2 cuerpos: G1 y G2. En el caso de la Primera Derivada Horizontal en Y esto no es tan claro, sin embargo, se puede observar en Y2 un dipolo que estaría relacionado con X1. Esta anomalía está relacionada con el cambio de densidad en el borde derecho de A5. De acuerdo a los mapas de estudios anteriores, en esta zona es una zona de fallas, por lo que probablemente existan estructuras como diques que se han emplazado en esa zona, dado que esta anomalía no puede ser explicado con las estructuras superficiales.

Con respecto a G1, reafirmaría el hecho de que se cree que la laguna está rodeada de un cuerpo más denso que las rocas que lo rodean.

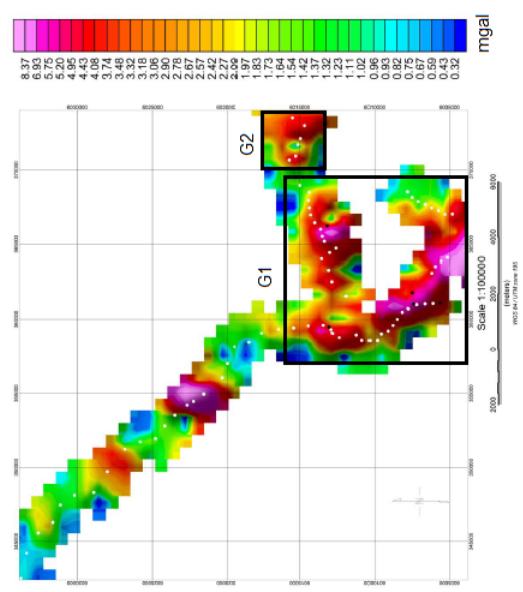
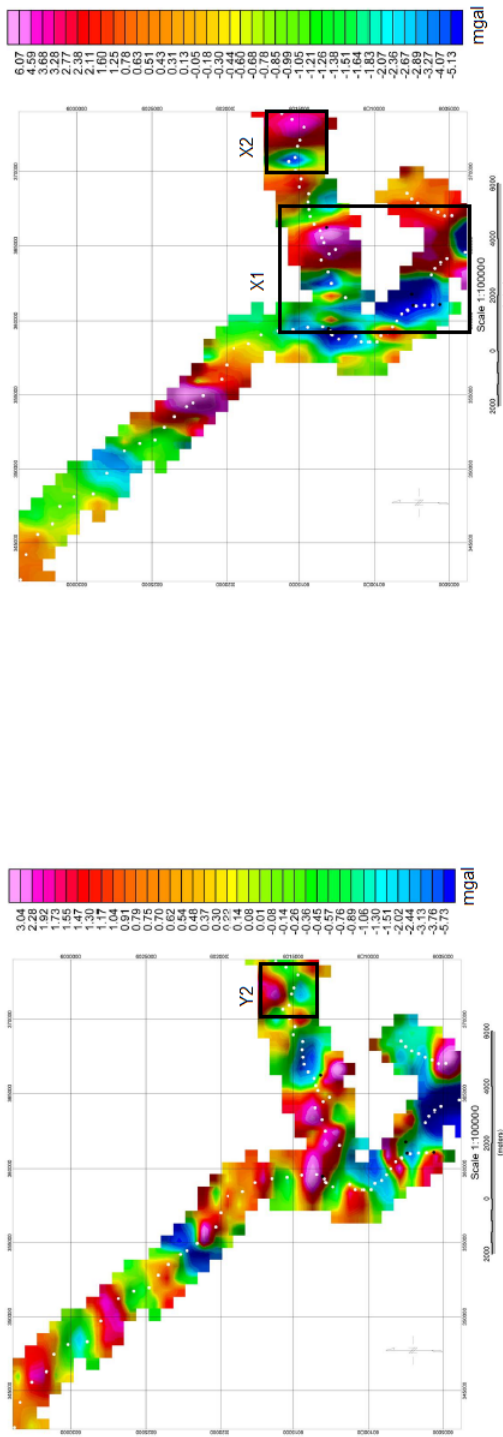


FIGURA 5.3: Análisis de Fourier. Arriba a la izquierda: Primera Derivada Horizontal en Y; arriba a la derecha: Primera Derivada Horizontal en X; abajo: Gradiente Horizontal.



# Capítulo 6

## Modelos

El patrón y la tasa de deformación de la superficie son el reflejo de los procesos tectónicos y volcánicos transmitidos hacia la superficie a través de las propiedades mecánicas de la corteza (Dzurisin, 2007; Battaglia et al., 2009). Un estudio geodésico y gravimétrico permite modelar estos procesos con el objetivo de explicar las causas de esta deformación.

Los modelos matemáticos típicamente utilizados representan la corteza como un semi-espacio elástico. Este semi-espacio es homogéneo e isotrópico y obedece la ley de Hooke, que especifica una relación lineal entre desplazamientos (strain) y la fuerza aplicada (stress). A pesar de omitir muchas propiedades de la corteza, esta clase de modelos provee una buena aproximación (Dzurisin, 2007).

La estimación de las características geométricas, localización y dinámica de las fuentes de la deformación se deducen mediante la comparación entre las observaciones y el ajuste de los parámetros del modelo (método Forward).

El patrón de desplazamiento superficial puede ser interpretado en términos de fuentes con geometrías simples que representarían: reservorios magmáticos, sills, diques y zonas de fracturas (Dvorak and Dzurisin, 1997). Típicamente se utilizan 3 configuraciones geométricas como base de la modelación: esferas, elipsoides y planos (Mogi, 1958; Sun, 1969; Okada, 1985; Yang et al., 1988; McTigue, 1987; Fialko et al., 2001; Newman et al., 2006; Battaglia & Hill, 2009).

### 6.1. Método de simulación estadístico o cuasi-Monte Carlo.

Para optimizar tiempo y trabajo se utilizó el método Cuasi-Monte Carlo. A diferencia del método tradicional, el método cuasi-Monte Carlo utiliza secuencias de números cuasi-aleatorios (también llamados de baja discrepancia) en lugar de números aleatorios. Las secuencias cuasi-aleatorias están diseñadas para proporcionar una mejor uniformidad del espacio (o equi-distribución) que una secuencia aleatoria y por lo tanto se obtiene un error menor

y una rápida tasa de convergencia (Caffisch, 1998).

## 6.2. Prueba de bondad de ajuste

Una prueba de bondad compara valores observados con valores entregados por un modelo y tiene como objetivo determinar si existen diferencias estadísticamente significativas entre ambos conjuntos de valores.

Se calcula de la siguiente manera:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(o_i - e_i)^2}{e_i} \quad (6.1)$$

donde  $\chi^2$  es el valor de una variable aleatoria cuya distribución muestral se aproxima muy de cerca por la distribución chi-cuadrado con  $\nu = k - 1$  grados de libertad. Los valores  $o_i$  y  $e_i$  corresponde al valor observado (datos reales) y al valor esperado (resultado del modelo), respectivamente.

Si los valores observados están cerca de los valores esperados, el valor de  $\chi^2$  será pequeño, lo que indica un buen ajuste. En cambio, si los valores observados difieren considerablemente de los esperados,  $\chi^2$  será grande lo que significaría un ajuste pobre.

## 6.3. Procedimiento

En cada uno de los modelos existen distintas restricciones geométricas para su construcción, sin embargo, la forma de escoger el mejor modelo es el mismo.

Se comienza escogiendo, para cada uno de los parámetros (posición, radio, etc), todo el espacio de números, físicamente posibles, disponibles en este estudio. Por ejemplo, para los 2 modelos se escogieron valores para las coordenadas x e y que estuvieran dentro del área que encierra las posiciones de las 5 estaciones GPS. Sin embargo, para un primer grupo de iteraciones esta zona escogida se dividió en 6 subzonas y así, después de realizar todos los cálculos pertinentes, se escogió solo la o las subzonas donde el valor de  $\chi^2$  sea menor. Finalmente se repite el proceso hasta encontrar un único set de datos.

En este experimento se tienen 5 puntos para comparar (las 5 estaciones GPS). En cada punto se midió la deformación vertical y horizontal, lo que se traduce a un cambio en las coordenadas: z, r y  $\theta$ .

Cada modelo escogido, contiene una gran cantidad de parámetros ajustables (de 5 a 10 parámetros dependiendo la configuración geométrica del modelo) y 3 conjuntos de datos para comparar en los 5 puntos. Es decir, para cada punto GPS se determinó a través del modelo la deformación en las coordenadas: z, r y  $\theta$ . El conjunto de datos escogidos en cada una de las iteraciones cumple con que la suma de los  $\chi^2$  para la coordenada z, r y  $\theta$  es la menor.

Una vez escogido el set de parámetros que caracterizan el modelo se calcula la probabilidad de que de todas los modelos este es el que mejor se ajusta a los datos y esta probabilidad de obtiene con la tabla de distribución  $\chi^2$ . Para cada una de las variables (z, r y  $\theta$ ) los grados

de libertad es igual al número de datos a comparar menos uno, donde los datos a comparar corresponden al número de estaciones GPS. Para el modelo completo, los grados de libertad son 12.

### 6.3.1. Efecto topográfico

Comúnmente, en el estudio de modelar fuentes de deformación, la topografía es omitida, sin embargo, el relieve topográfico altera la distancia desde la superficie a la fuente.

Cayol & Cornet (1998) han demostrado que la topografía es un factor importante sobre todo en caso de fuentes poco profundas y/o en caso de grandes elevaciones superficiales.

La corrección topográfica más simple consiste en un desplazamiento de la superficie en una cantidad constante, la cual es llamada elevación de referencia. La profundidad de la fuente se toma entonces relativa a esta elevación de referencia.

En este trabajo el nivel de referencia se define como el nivel medio de la laguna, entonces si el cuerpo se encuentra a ciertas distancia en profundidad con respecto al nivel del agua, cada punto en donde se medirá la deformación estará a esa distancia mas la diferencia de altura entre el agua y el punto.

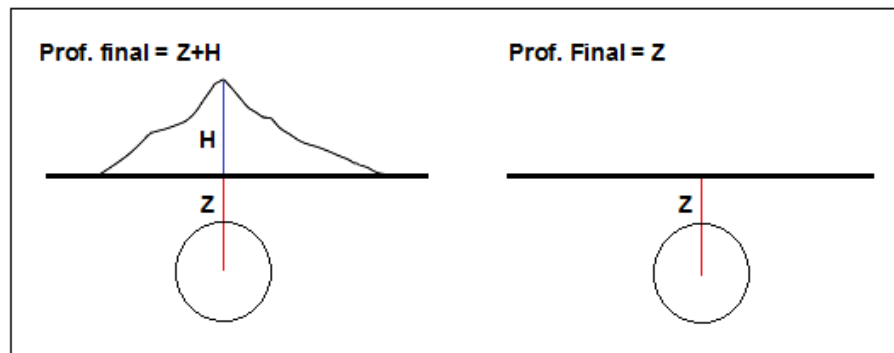


FIGURA 6.1: Corrección topográfica: los puntos sobre una topografía implica que la fuente en realidad se encuentra a Mayor profundidad.

### 6.3.2. Modelo: una esfera

La deformación debido a una cámara magmática expandiéndose o contrayéndose, con frecuencia ha sido modelada por una fuente puntual de dilatación. Este modelo representa la presurización de una cavidad esférica en el cual el diámetro de la cavidad es mucho menor que la profundidad. Este tipo de fuente se ha descrito con una serie de geometrías: Mogi (1985) con una fuente puntual, Davis (1986) con un elipsoide y Sun (1969) con un disco.

El modelo más usado es de la fuente puntual de Mogi (1985), el modelo simula una pequeña fuente de expansión esférica dentro de un homogéneo, isotrópico y elástico semiespacio. Su popularidad radica entre otras cosas por la simplicidad del cálculo y por la capacidad para predecir la deformación radial simétrica, sin embargo, presenta varias limitaciones al momento de aplicar el modelo.

1. La representación de un cuerpo magmático como una fuente de dilatación puntal supone que la dimensión del cuerpo es muy pequeño en comparación con su profundidad.
2. El ajuste de los datos de levantamiento de la superficie con un modelo de una fuente de dilatación puntal proporciona limitada información acerca de la fuente. En particular, no puede discriminar entre el efecto del tamaño del cuerpo y el efecto de un cambio de presión (inflación).
3. El campo de esfuerzos cerca de la fuente de dilatación puntal se convierte en singularidad, esto si se quiere por ejemplo estudiar en la vecindad de la fuente.

La formulación de McTigue (1987) proporciona una solución analítica que incluye los términos de orden más altos, teniendo en cuenta la forma finita de un cuerpo esférico. Por lo tanto, las tensiones locales en, y desde, el límite de una cámara siguen siendo finitas y se pueden calcular. La formulación para la deformación vertical ( $u_z$ ) y radial ( $u_r$ ) se puede resumir de la siguiente manera:

$$u_z = (1 - \nu) \frac{\Delta P b^3}{\mu} \frac{D}{(r^2 + D^2)^{3/2}} \left\{ 1 - \left( \frac{b}{D} \right)^3 \left[ \frac{1 + \nu}{2(7 - 5\nu)} - \frac{15(2 - \nu)}{4(7 - 5\nu)} \frac{D^2}{r^2 + D^2} \right] \right\} \quad (6.2)$$

$$u_r = (1 - \nu) \frac{\Delta P b^3}{\mu} \frac{r}{(r^2 + D^2)^{3/2}} \left\{ 1 - \left( \frac{b}{D} \right)^3 \left[ \frac{1 + \nu}{2(7 - 5\nu)} - \frac{15(2 - \nu)}{4(7 - 5\nu)} \frac{D^2}{r^2 + D^2} \right] \right\} \quad (6.3)$$

donde  $\nu$  es la razón de Poisson,  $\mu$  modulo de cizalle y P corresponde a la presión. Las variables restantes están definidas de acuerdo a la Figura 6.2.

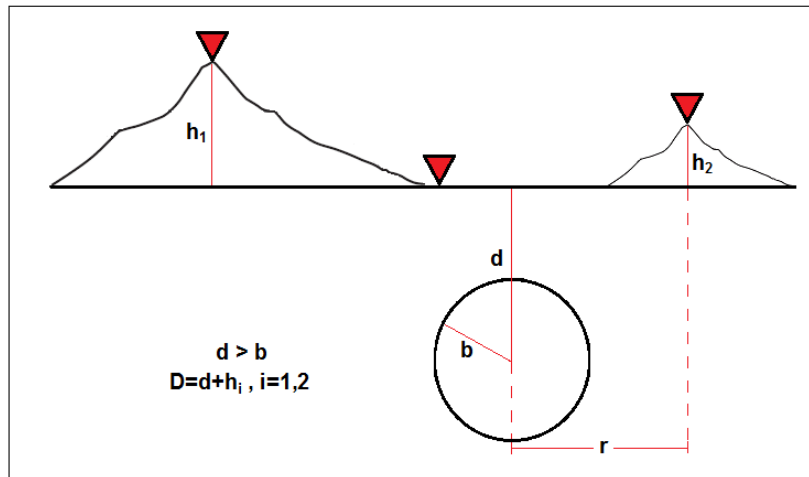


FIGURA 6.2: Geometría del modelo de la fuente. La profundidad de la fuente cambia dependiendo de la posición del punto de medición.

### 6.3.3. Modelo: tres esferas

A pesar de que el modelo esférico tiene bastante aceptación, por ser simple y ajustarse bien a los datos de deformación, está claro que este modelo, por ser el más simple, es segu-

ramente el menos realista. Se decidió realizar un segundo modelo con tres esferas, simulando no solo un gran reservorio sino además una zona de desplazamiento de material. En este modelo no se considera efectos de borde, es decir la interacción entre cada una de las esferas, ni tampoco el efecto de cizalle con las paredes.

Las expresiones utilizadas para la deformación causada por cada una de las esferas corresponden nuevamente a la formulación desarrollada por McTigue (1987).

Como primer paso, se procedió a calcular el desplazamiento producto de una de las esferas, por lo tanto los puntos en donde se calculó la deformación quedarán levemente desplazados (en las tres coordenadas). Luego al considerar la segunda esfera, se debe tener en cuenta que las coordenadas de los mismos puntos (puntos GPS) no serán las mismas.

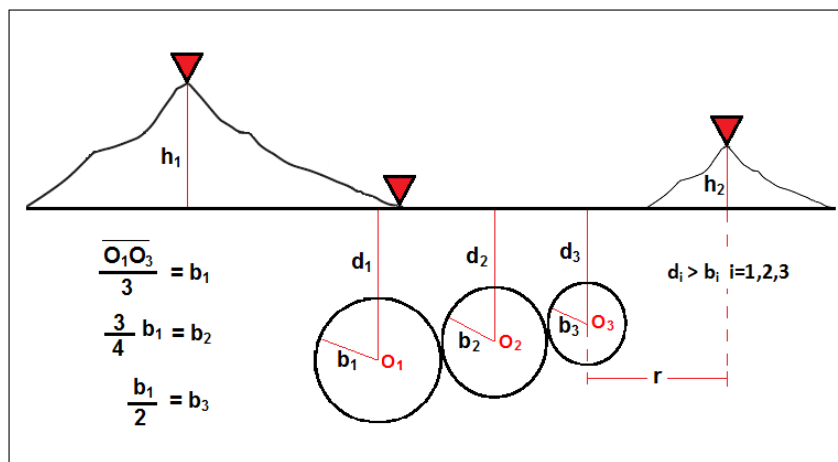


FIGURA 6.3: Geometría del modelo de la fuente.

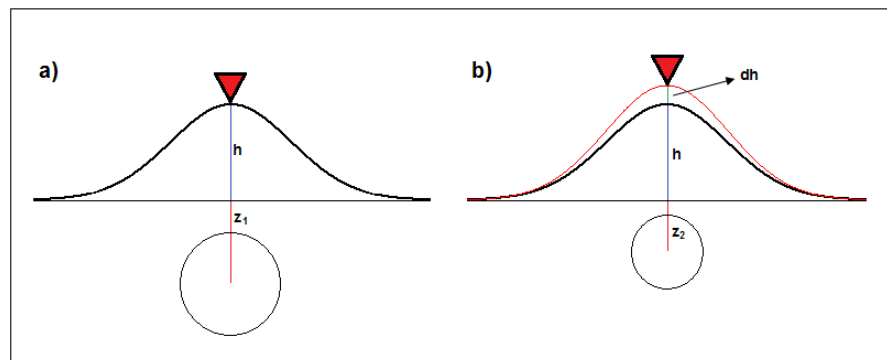


FIGURA 6.4: Se consideró la deformación producto de la primera esfera para determinar la “verdadera” profundidad de la fuente.

## 6.4. Resultados de los modelos

### 6.4.1. Una esfera

Localizado en las coordenadas 0363792 E 6007621 S se determinó, con una probabilidad de ocurrencia igual al 98.62%, una esfera de radio 3289 metros a 1656 metros de profundidad (desde la superficie hasta el borde superior) a una diferencia de presión de 1 MPa. La Figura 6.5 corresponde a un esquema del modelo. Los círculos rojos corresponden a los puntos GPS y el círculo negro representa la localización del centro de la esfera en superficie.

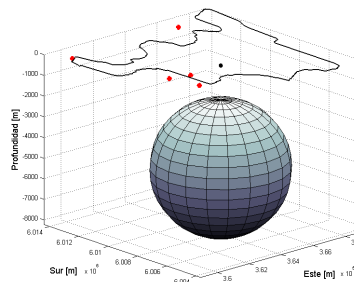


FIGURA 6.5: Modelo: una esfera.

El resultado para las coordenadas del vector de velocidad de deformación se pueden observar en la Tabla 6.1.

	z (cm)		r (cm)		$\theta$ (grados)	
	GPS	Modelo	GPS	Modelo	GPS	Modelo
MA01	3.371	5.866	7.265	8.119	122.88	128.66
MA02	9.796	7.621	6.753	8.998	59.46	66.31
MA03	22.489	19.887	11.396	12.057	166.28	176.68
MA04	18.423	19.783	9.554	12.244	187.97	209.13
MAUL	28.671	26.573	11.907	10.519	165.72	183.42
Probabilidad		0.6841		0.8337		0.9989

TABLA 6.1: Coordenadas para el vector de velocidad del modelo: una esfera.

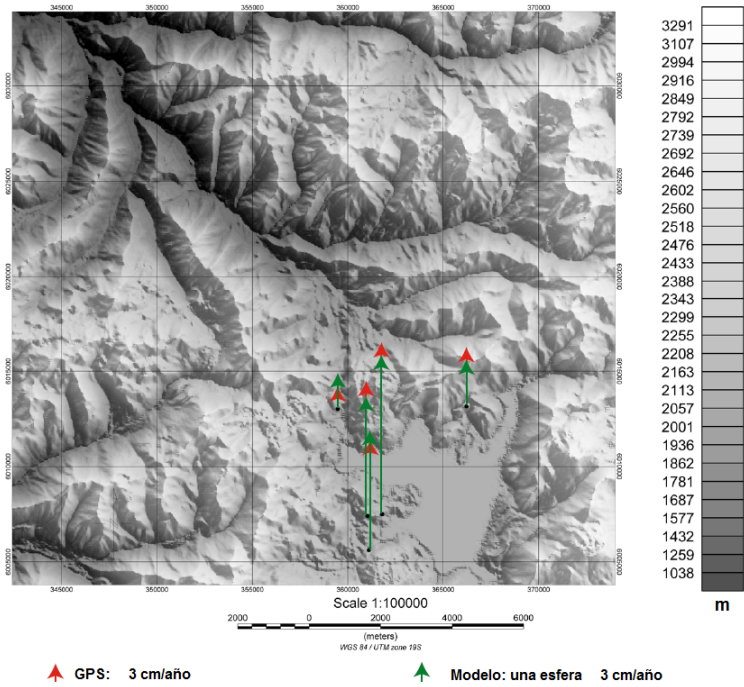
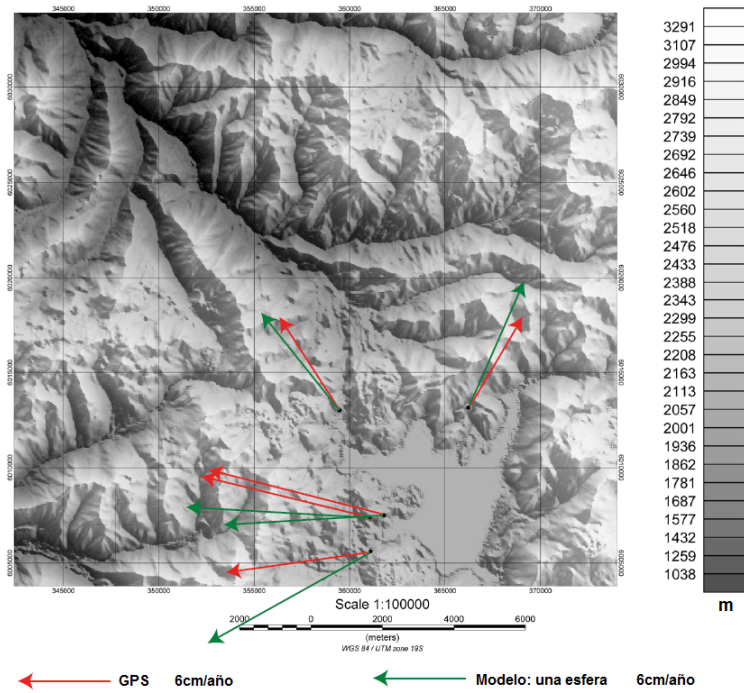


FIGURA 6.6: Resultado del modelo: una esfera para la velocidad de deformación. Arriba, movimiento horizontal; abajo, movimiento vertical.

### 6.4.2. Tres esferas

Con una probabilidad de ocurrencia de 99.33%, se determinó que el mejor modelo para una configuración de tres esferas corresponde al que se observa en la Figura 6.7. Las coordenadas 0363520 E 6007481 S (círculo negro de la Figura) corresponde a la posición de la esfera más cercana a la superficie a una profundidad de 1344 metros (desde la superficie hasta el borde superior de la esfera) con una diferencia de presión de 1 MPa. Los radios de las tres esferas son: 2893 m, 2170 m y 1447 m y sus profundidades son: 1344 m, 7727 m y 10221 m respectivamente.

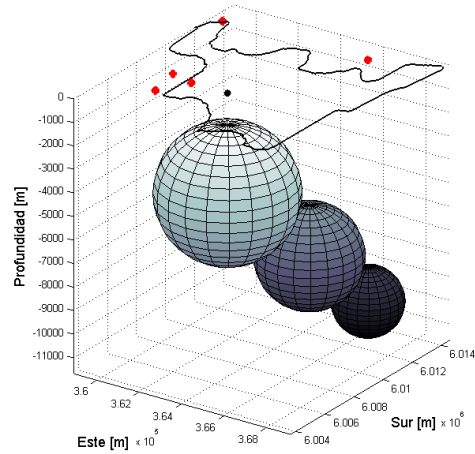


FIGURA 6.7: Modelo: tres esferas.

El resultado para las coordenadas del vector de velocidad de deformación se pueden observar en la Tabla 6.2.

	z (cm)		r (cm)		$\theta$ (grados)	
	GPS	Modelo	GPS	Modelo	GPS	Modelo
MA01	3.371	5.858	7.265	7.545	122.88	132.43
MA02	9.796	8.017	6.753	7.745	59.46	64.55
MA03	22.489	19.551	11.396	12.367	166.28	177.99
MA04	18.423	19.411	9.554	12.800	187.97	211.62
MAUL	28.671	27.137	11.907	10.871	165.72	184.76
Probabilidad	0.7305		0.8886		0.9985	

TABLA 6.2: Coordenadas para el vector de velocidad del modelo: tres esferas



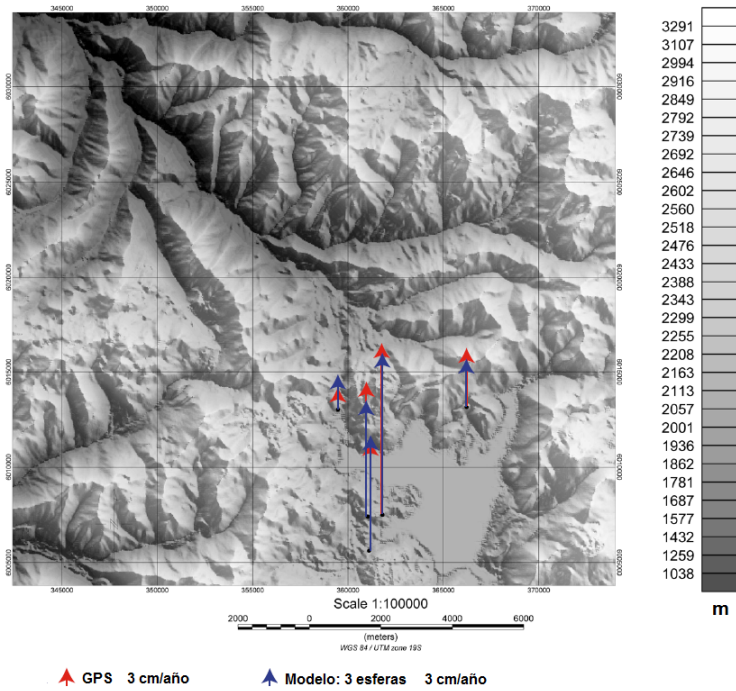
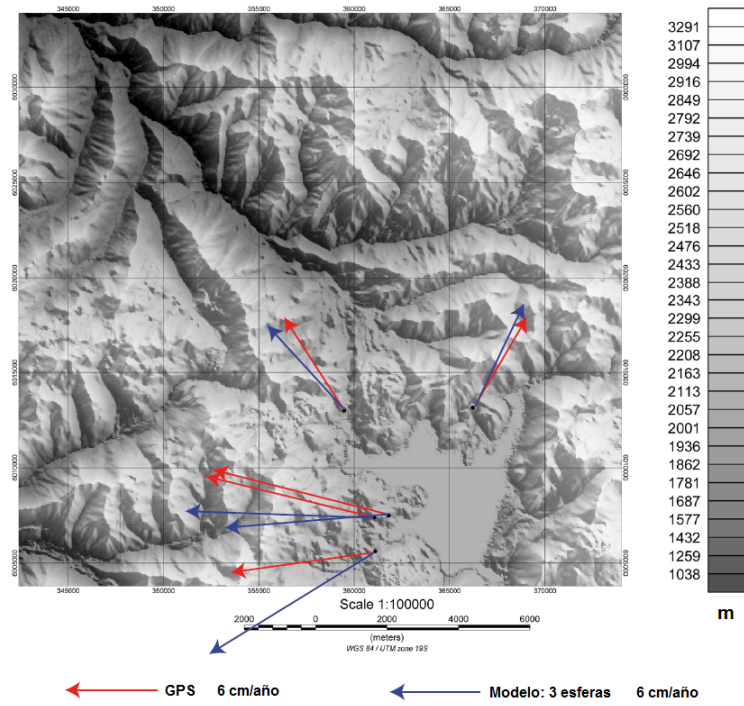


FIGURA 6.8: Resultado del modelo: tres esferas para la velocidad de deformación. Arriba, movimiento horizontal; abajo, movimiento vertical

## 6.5. Análisis del modelo

Si bien, los modelos elásticos excluyen muchas de las propiedades de la corteza, son ampliamente aceptados debido a su simplificada teoría y buenos resultados. Sin embargo, es necesario tener en cuenta sus limitaciones.

El comportamiento elástico de un material puede ser caracterizado mediante dos de las tres constantes elásticas: módulo de Young ( $E$ ), coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) o módulo de cizalle o rigidez ( $\eta$ ).

$$E = 2\eta(1 + \nu) \quad (6.4)$$

El módulo de Young caracteriza el comportamiento de un material según la dirección en la que se aplica una fuerza. En las rocas su valor varía de aproximadamente 10 a 100 GPa. Se ha estudiado que al aumentar la profundidad o la tensión el módulo de Young generalmente aumenta y al aumentar la temperatura, la porosidad y/o el contenido de agua, el módulo de Young disminuye (Gudmundsson, 2008).

Por otro lado, el coeficiente de Poisson proporciona una medida del estrechamiento de un material cuando se estira longitudinalmente y se adelgaza en las direcciones perpendiculares a la del estiramiento. Este valor puede variar entre 0.1 y 0.4.

Por último, quien caracteriza el cambio de forma que experimenta un material cuando se aplican esfuerzos constantes es el módulo de cizalle o rigidez. Puede tomar valores entre 1 a 100 GPa principalmente por el comportamiento dúctil que obtiene un material cuando esta cerca de un gran fuente de calor.

En este modelo se utilizó valores para la rigidez igual a 4 GPa y 0.25 para el coeficiente de Poisson.

Como se mencionó anteriormente, el rango de valores que caracterizan la rigidez es bastante amplio, 1 a 100 GPa. Lamentablemente no existen valores de referencia típicos, sin embargo, en ciertos trabajos se han mencionados módulos de cizalle entre 4 a 20 GPa en ambientes volcánicos (Fialko et al., 2001; Newman et al., 2006; Poland et al., 2008). La pregunta es entonces, ¿qué tan sensible son los resultados del modelo a cambios en la rigidez?

Utilizando la misma metodología para determinar la probabilidad de obtener un modelo comparando con los valores medidos, se determinó el rango de valores que puede variar la rigidez en función de la probabilidad de ocurrencia, siendo un 60% de probabilidad el valor el cual se considera un buen modelo. Los valores mínimo y máximo fueron, 3.2 GPa y 5 GPa respectivamente.

## 6.6. Modelo de densidad

Con la ayuda de la bibliografía, imágenes satelitales y al análisis en el dominio de la frecuencia del mapa de anomalías, se ha llegado a la siguiente conclusión.

Algunas de las principales anomalías positivas son coincidentes con las principales fallas descritas en trabajos previos. En particular la anomalía A3, Figura 5.1, ésta se encuentra ubicada en una de las fallas de la literatura, por el cual ha permitido el ascenso de magma hacia la superficie, generando las estructuras ya antes mencionadas (Colada Las Nieblas, Domo del Maule, etc. Figura 2.15), Figura 6.9. La edad de la mayoría de estas estructuras corresponde al Pleistoceno de acuerdo al estudio realizado por Drake (1976) y utilizadas en el trabajo de Munizaga (1978). Se caracterizan por ser flujos o domos riolíticos, por lo que se puede inferir que todos ellos están relacionados a un mismo evento y siguen una misma zona de fallas. Este sistema estaría en la zona SO y SE de la laguna. Otra evidencia que permite asegurar esto se puede observar en el mapa realizado por González & Vergara (1960), Figura 2.6. Allí se puede ver que en las conclusiones del trabajo se ha inferido dos fallas que pasan por esta misma zona. Sin embargo, hay una zona la cual la anomalía positiva no puede ser explicada con las unidades superficiales. Ésta es A5. Algo similar ocurre con A6 para el caso de las anomalías negativas, en superficie las unidades que allí se encuentran no tiene una litología diferente en comparación con aquellas zonas donde hay un anomalía positiva. Estas dos zonas: A5 y A6 son las respuestas de estructuras profundas anómalas. De acuerdo al modelo construido con los datos GPS, la esfera de mayor tamaño y más superficial se encuentra bajo el perfil 1. Como se observa en la Figura 6.9 coincide con las anomalías negativas del perfil. Al generar un modelo estructural utilizando la gravedad, resulta una esfera con densidad igual a  $1.71 \text{ g/cm}^3$ .

Así, finalmente, teniendo en consideración lo anterior, el modelo de densidades de los perfiles 1 y 3 juntos y del perfil 2, se pueden ver en las Figuras 6.12 y 6.13.

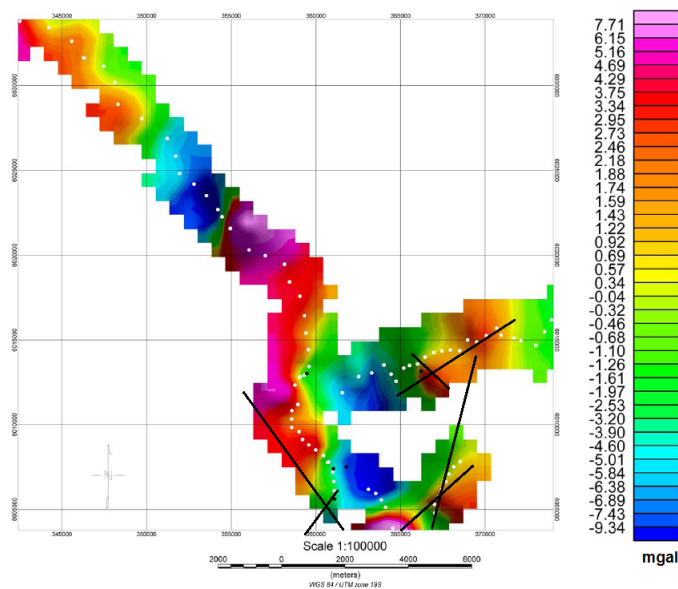


FIGURA 6.9: Resumen de las principales fallas descritas en trabajos previos.

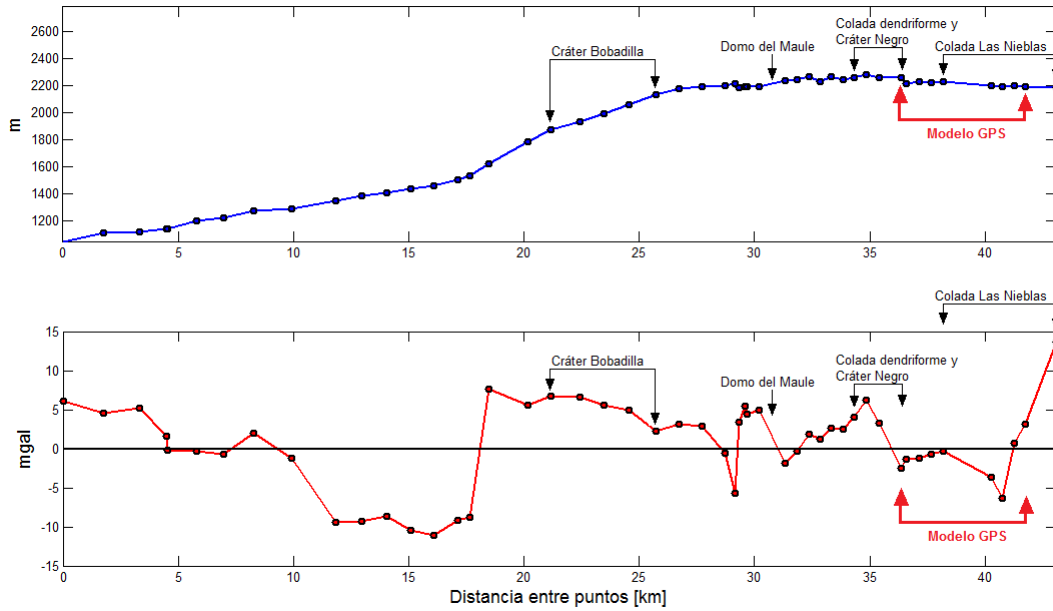


FIGURA 6.10: Correlación entre los unidades y la gravedad, del perfil 1 y 3. Las anomalías positivas medidas tiene una respuestas en las unidades superficiales, en cambio la baja de resistividad al final del perfil, da para suponer que es la respuesta de un cuerpo bajo la superficie.

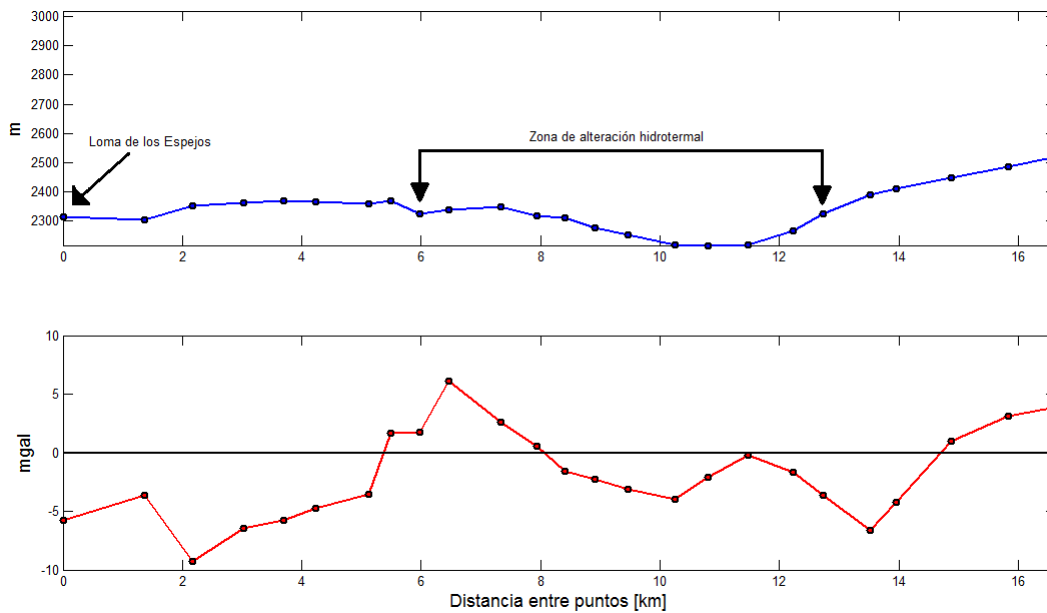


FIGURA 6.11: Correlación entre los unidades y la gravedad, del perfil 2. En este caso, la zona de alteración hidrotermal descritas en trabajos previos no es consecuente con la respuesta de la gravedad.

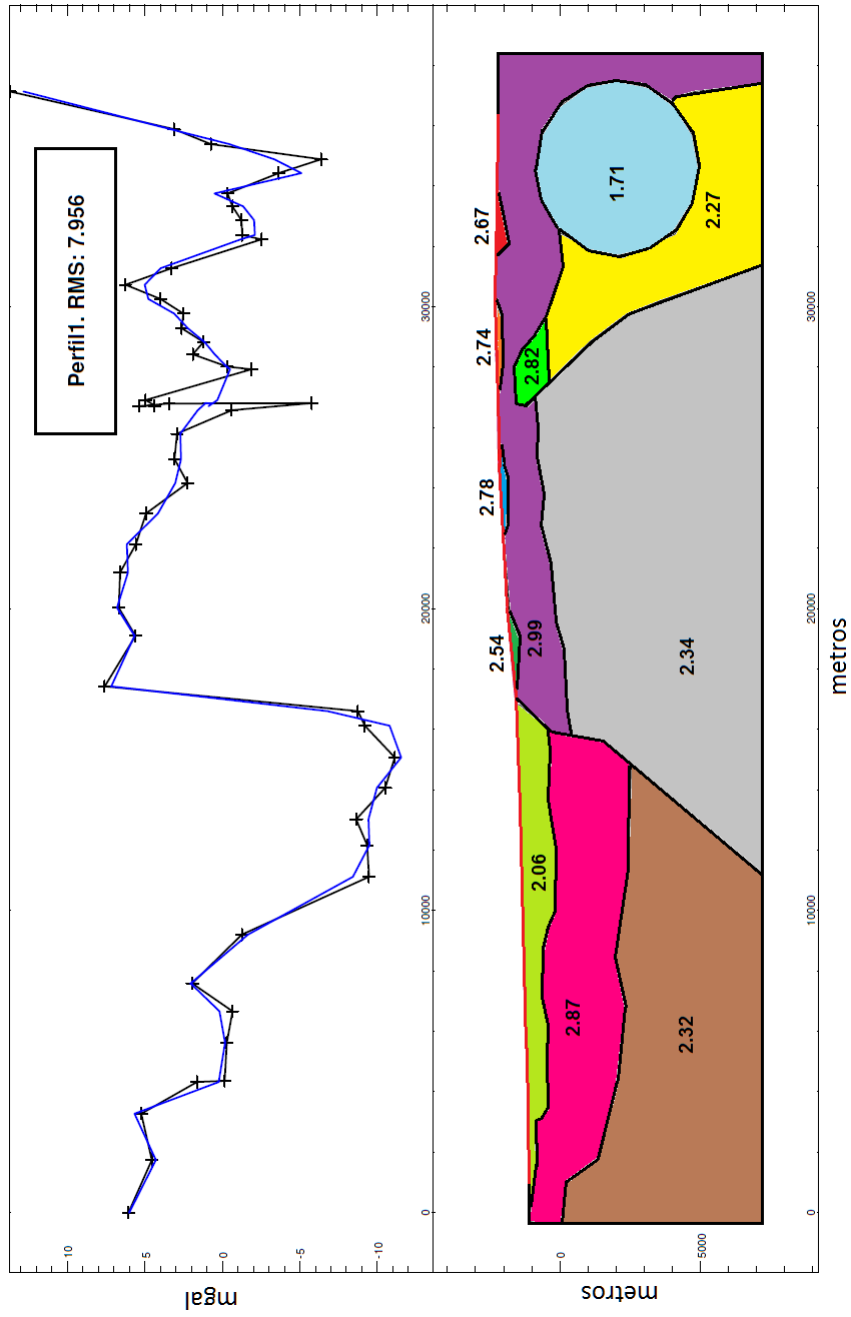


FIGURA 6.12: Modelo de densidad para los perfiles 1 y 3.

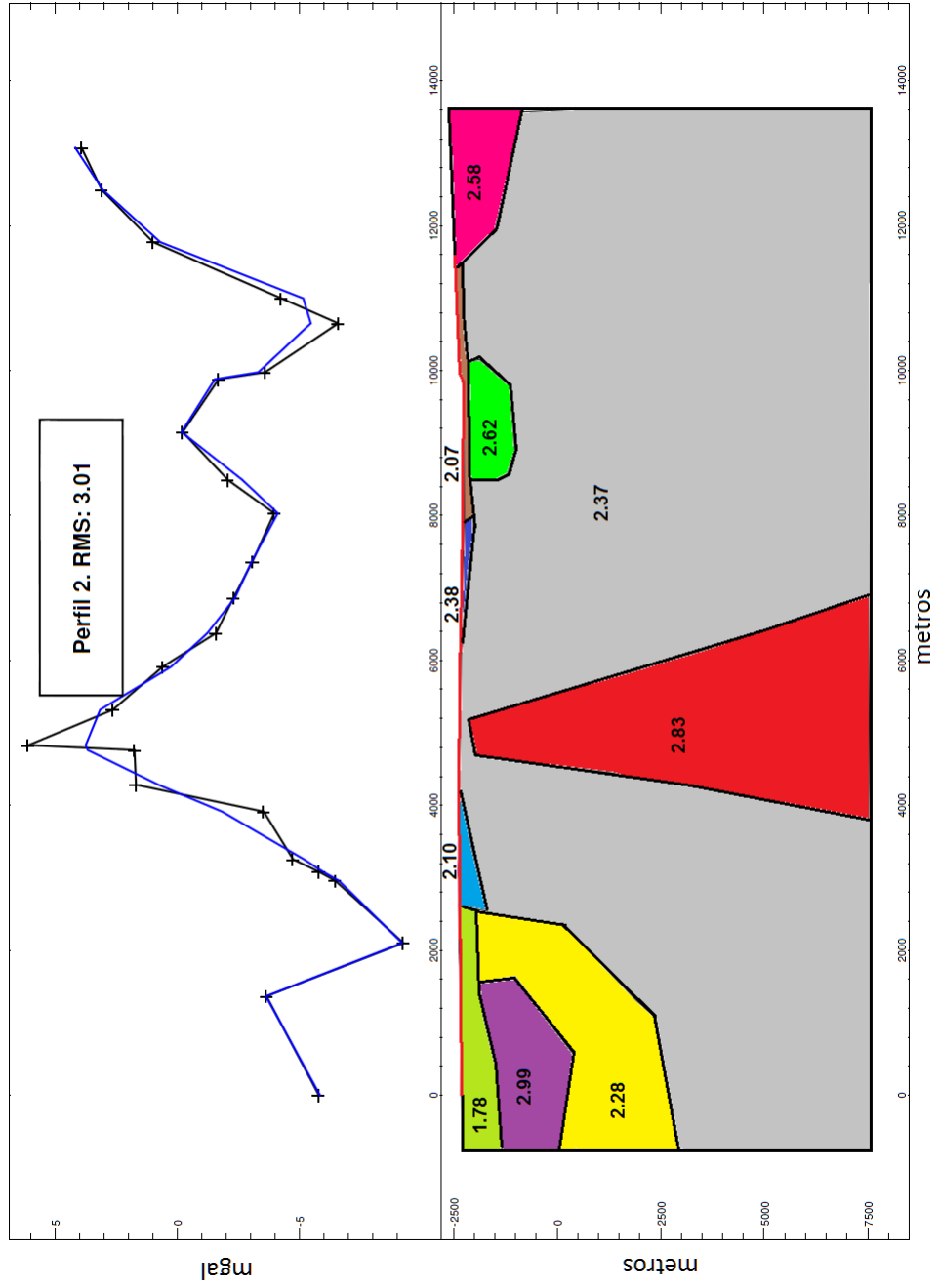


FIGURA 6.13: Modelo de densidad para el perfil 2.

Como se puede apreciar en la Figura 5.2 los perfiles 1 y 3 se cruzan, por lo que se espera encontrar elementos similares en ambos perfiles. Este criterio se utilizó para modelar el perfil 2 con respecto al perfil 1 y 3, Figuras 6.12 y 6.13 respectivamente.

En ambos casos se pudo modelar un basamento de densidad menor a la utilizada como promedio: 2.34 y 2.37 g/cm<sup>3</sup> en los perfiles 1-3 y 2 respectivamente. Sobre esto, aparece un depósito más denso, que en ambos casos se pudo modelar con igual densidad, 2.99 g/cm<sup>3</sup>. De acuerdo a los mapas geológicos, esta unidad corresponde principalmente a flujos de lavas.

Otro elemento que pudo ser modelado en ambos perfiles, corresponde al cuerpo en amarillo de densidad 2.27 y 2.28 g/cm<sup>3</sup> en las perfiles 1-3 y 2 respectivamente. Esta zona en el perfil 1-3, está muy asociada a la esfera de baja densidad modelada. Se interpreta como una zona de alteración que une el exterior con el cuerpo esférico. En ambos casos (perfiles 1-3 y 2) esta zona no alcanza exactamente la superficie, pero llega zonas que podría ser sedimentos poco consolidados o cenizas como en el caso del perfil 2, Figura 6.13 o zonas alteradas de los depósitos de lava, como en el perfil 1-3 el cuerpo de color verde de densidad 2.82 g/cm<sup>3</sup>, Figura 6.12.

Finalmente, con respecto al perfil 2, Figura 6.13, se modelo un intrusivo de densidad 2.83 g/cm<sup>3</sup>.

Con respecto al ajuste del modelo a los datos obtenidos, esto se puede ver reflejado en el valor rms calculado. El valor cuadrático medio es una medida estadística de la magnitud de una cantidad variable que es este caso esa cantidad corresponde a la diferencia, punto a punto, de los valores generados con el modelo con los obtenidos con las mediciones. Su cálculo es simple:

$$\text{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_{obs_i} - x_{model_i})^2} \quad (6.5)$$

donde N es el número total de datos,  $x_{obs}$  corresponden a las observaciones y  $x_{model}$  a los resultados obtenidos con el modelo. Mientras menor sea la diferencia entre el modelo y las observaciones, mejor es entonces el modelo y como consecuencia el valor cuadrático medio ser cercano a cero.

## 6.7. Discusiones

Hasta ahora se ha modelado la geometría del cuerpo responsable de la deformación y la densidad de este mismo cuerpo. Dadas las dimensiones de la geometría, no se puede asegurar que toda esta estructura tiene la misma densidad, por lo cual se analizaron los datos de microgravedad, ya que estos revelan información de cómo ha evolucionado el sistema en el tiempo.

Diversos autores proponen que los cambios de densidad permiten conocer los procesos físicos que estarían ocurriendo dentro de la cámara (Rymer, 1994; Rymer & Williams-Jones, 2002; Gottsmann & Rymer, 2002; Gottsmann et al., 2006; de Zeeuw-van Dalssen et al., 2006) y utilizando este concepto se quiere determinar alguna conclusión con respecto a las diferencias en las mediciones. Las distintas posibilidades están graficadas dentro de un esquema que está en función de los cambios de gravedad y los cambios de elevación. En este trabajo interesan aquellos procesos que estarían ocurriendo cuando existe una diferencia positiva en la elevación y una diferencia negativa en la gravedad. De acuerdo a esto, aquellos datos que se encuentran en esta región reflejan una disminución de la densidad y un aumento de la masa durante la inflación (aumento del volumen) y se interpreta o en termino de la acumulación de gas dentro de la cámara magmática o como procesos superficiales como fluctuaciones del magma o de gas dentro de los conductos o como cambios en los niveles freáticos.

Repitiendo este proceso para los datos obtenidos para este trabajo, se obtuvieron gradientes que se encontrarían en la región de “procesos superficiales”.

Hay que tener en cuenta que en este caso se ha realizado unas aproximaciones en la metodología. Las curvas graficadas corresponden a: Gradiente de Aire Libre (FAG), Corrección de Bouguer corregido por el gradiente de aire libre (BCFAG) y los gradientes entre el cambio de la gravedad observada con el cambio de elevación en cada punto. El gradiente de aire libre comúnmente se utiliza el valor  $-0.3086$  mgal/m, sin embargo, dependiendo del lugar (latitud), su topografía y litología, cambia su valor. Los distintos trabajos que han utilizado esta metodología, han medido diferencias de  $\pm 1$  mgal/m en una misma zona de estudio (Rymer, 1994; Rymer & Williams-Jones, 2000; Gottsmann & Rymer, 2002; Williams-Jones & Rymer, 2002; de Zeeuw-van Dalssen et al., 2006). Y es aquí en donde, en este trabajo, se ha realizado la primera aproximación, al utilizar el valor teórico del gradiente de aire libre para todos por igual. Por otro lado, aún lo cual es la nueva tendencia en estos problemas metodológicos (Rymer, comunicación directa), considerando una diferencia de  $\pm 1$  mgal/m para el gradiente de aire libre con respecto al valor teórico, los gradientes medidos en cada punto siguen estando en la misma región, entre el eje  $\Delta g$  y la recta FAG: cambios superficiales. La segunda aproximación se realizó en el cálculo de BCFAG, dado que se utilizó una fuente tipo Mogi (1958).

Retomando las antecedentes presentados anteriormente, se hablo del sistema geotermal Mariposa. Los resultados de los estudios en las concesiones Pellado y Laguna del Maule han hecho posible un modelo conceptual del sistema geotermal Mariposa (nombre con el que ha sido bautizado el sistema geotermal, por la forma de la anomalía de baja resistividad medida). En este estudio se determinó que el recurso geotérmico se encuentra entre los 250 y 1100 metros bajo la superficie ocupando un área de  $27 \text{ km}^2$ . Está constituido por una capa conductora impermeable de arcilla de unos 300-400 metros de espesor (Hickson et al., 2011). Si bien, no se pueden asociar completamente los resultados de este trabajo con el modelo del



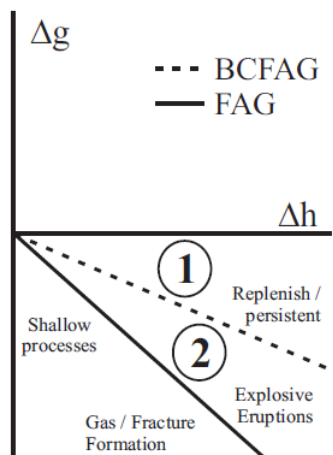


FIGURA 6.14: Esquema propuesto por Rymer (1994) para deducir los procesos físicos de la cámara magmática. Cuando los gradientes  $\Delta g/\Delta h$  son graficados y difieren de la línea “FAG” (Free Air Gradient), las variaciones son interpretadas en términos de cambios de masa. Por otra parte, cambios en la densidad se ve reflejado en la desviación de los gradientes con respecto a la corrección de Bouguer corregida por el gradiente de aire libre, “BCFAG” (Bouguer Corrected Free Air Gradient) y FAG. Para el modelo de una esfera, la relación entre el cambio de elevación y el cambio de gravedad es lineal. La Región 1 representa grandes aumentos anómalos de la gravedad acompañados de inflación, lo que podría ser interpretado en términos de una intrusión de magma, aumentando la densidad media de la cámara magmática. En cambio los gradientes que se encuentran en la región 2, reflejan una disminución de la densidad y un aumento de la masa durante la inflación, la cual puede ser interpretada en términos de la acumulación de gas dentro de la cámara. Finalmente los gradientes que se encuentran cerca del eje  $\Delta g$  reflejan procesos superficiales como fluctuaciones de magma o gas dentro de conducto de alimentación o incluso cambios en el nivel freático. *Rymer & Williams-Jones, 2000.*

sistema geotermal Mariposa, si se puede extraer cierta información de manera de acotar el modelo de este trabajo. En el modelo de los perfiles 1 y 3 (Figura 6.12) se logra ajustar parte del modelo geodésico modelado: una esfera de baja densidad a 1344 metros de profundidad (desde el nivel del agua hasta el techo de la esfera). En cambio en el modelo del perfil 2, no se alcanza a “ver” este modelo geodésico, por la profundidad de la señal gravimétrica de las otras 2 esferas (7727 y 10221 metros bajo el mismo nivel), por lo que no se puede asumir la misma densidad para todo el cuerpo modelado. Bajo este supuesto, la esfera más superficial, cumple las condiciones para ser esta capa arcillosa (baja densidad). Las dos esferas restantes, pueden ser vistas como el camino por donde el fluido asciende.

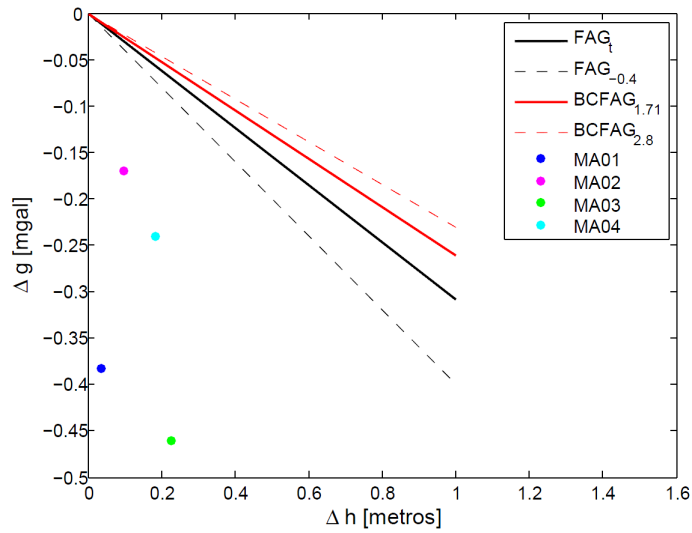


FIGURA 6.15: Utilizando los datos de este trabajo se realizó el mismo esquema que el que aparece en la Figura 6.14. Como no se midió el gradiente de aire libre en este trabajo, se utilizó el valor teórico (línea negra continua) y el valor más alto encontrado dentro de la literatura, de manera de reconocer si los gradientes efectivamente observados (puntos de colores) se encuentran en la región donde se interpretan como “procesos superficiales”. El valor de BCFAG depende de la densidad y la geometría de la fuente y del valor para gradiente de aire libre. La línea roja continua es para una fuente de densidad  $1.71 \text{ g/cm}^3$  y la punteada para una densidad de  $2.8 \text{ g/cm}^3$ .

# Capítulo 7

## Conclusiones

Existen registros de un gran número de calderas y volcanes que eventualmente han comenzado periodos de actividad. Esta actividad se ve reflejada en las señales geofísicas cuantificables en la superficie durante semanas, meses o incluso años. Cambios en la deformación superficial, variaciones en las mediciones de gravedad, cambios en la sismicidad, en la química de las aguas, en la temperatura, etc. son algunos de estos cambios (Dvorak & Dzurisin, 1997; Battaglia et al., 1999, Murray et al., 2000; Lipman, 2000; Rymer & Williams-Jones, 2000; Pritchard & Simons, 2002, Dzurisin, 2003; Cole et al., 2005; Gottsmann et al., 2007; Todesco, 2008; Gottsmann & Battaglia, 2008; Fournier et al., 2010). Gracias a los diferentes estudios, se han propuestos una variada gama de posibilidades sobre el origen de esta fuente de actividad y un gran número de causas. La gran mayoría de estos estudios han atribuido a estos periodos de actividad al ascenso de magma hacia la superficie o a un emplazamiento a nivel cortical somero (Newhall & Dzurisin, 1988; Dvorak & Dzurisin, 1997; Dzurisin, 2003). Sin embargo, recientemente se ha puesto hincapié en el papel de los fluidos hidrotermales (Battaglia, 1999; Todesco, et al., 2003; Gottsmann et al., 2005; Todesco et al., 2006; Gottsmann et al., 2007). Todesco y Berrino (2005) mostraron que un sistema hidrotermal alimentado por una fuente magmática se caracteriza por el cambio continuo de la composición del fluido y la distribución de fase. Como resultado, la variación de la densidad media de fluido genera un cambio de la gravedad que se puede observar en superficie (Todesco 2006).

Observaciones de deformación del suelo son considerados como una herramienta estándar para el monitoreo de cámaras magmáticas (Dzurisin, 2003; Dvorak y Dzurisin, 1997; Gottsmann et al., 2007). Por desgracia, las observaciones geodésicas por sí solas no pueden resolver la causa de los movimientos de la superficie, pero combinando con observaciones gravimétricas con los datos se puede estimar características de la fuente (Rymer & Williams-Jones, 2000; Williams-Jones & Rymer, 2002; Gottsmann et al., 2006; Gottsmann et al., 2007). El volumen de la deformación, puede ser estimado a partir de las mediciones de deformación del suelo. Modelos como el de McTigue (1987), permiten relacionar el cambio en superficie con el volumen de este cuerpo. En cambio, con las variaciones en la aceleración de gravedad pueden ser cuantificados los cambios de masa de la fuente. Entonces, mediciones en conjunto permiten deducir los cambios de densidad promedio. Para el caso particular, el más estudiado, de una cámara magmática, estimar los cambios de densidad proporciona información de la física que acontece dentro de la cámara: el proceso de formación de vesículas se ve reflejada en una disminución de densidad) o el proceso de cristalización se ve reflejado en cambio como

un aumento de densidad (Rymer & Williams-Jones, 2000; Williams-Jones & Rymer, 2002; Gottsmann & Rymer, 2002; de Zeeuw-van Dalssen et al., 2006).

El caso de estudio que se propuso corresponde a la caldera Laguna del Maule, ya que alberga las características del problema que se plantea: las calderas son estructuras volcánicas que se forman cuando el techo de la cámara magmática colapsa generando grandes depresiones en superficie (Martí et al., 2008). Estas depresiones se caracterizan por un complejo sistema de fallas que permite el flujo de agua desde la superficie hasta el interior. Esta agua, que se ha calentado producto de la fuente de calor presente en estos ambientes, al ascender, por de diferencias de presión y densidad, queda atrapada en “trampas geológicas”. Estas trampas son capas o estratos permeables que subyacen estratos impermeables, logrando que esta agua permanezca en estos lugares, los reservorios.

En particular, la Laguna del Maule ha presentado manifestaciones de actividad: resultados de InSAR de los años 2007 y 2008 han puesto en manifiesto una deformación de 18.5 cm/año (Fournier et al., 2010). El problema que aquí se presenta no ha sido caracterizado y se desconoce el origen de esta deformación.

El objetivo entonces, fue de caracterizar esta actividad: determinar la actual tasa de deformación, caracterizar las estructuras que podrían estar influyendo y acotar el origen de la fuente. Se realizaron 3 campañas de gravimetría, con el fin de determinar estructuras; 3 campañas geodésicas en 4 puntos fijos y para determinar la tasa de deformación. Los resultados de las observaciones geodésicas reflejaron que la caldera sigue creciendo. Los valores extremos fueron  $28.6714 \pm 0.5766$  y  $3.3714 \pm 1.027$  cm/año en la dirección de  $\hat{z}$ .

Anteriormente se mencionó que combinando ambas metodologías (gps y gravedad) se pueden obtener características del origen del problema. En este caso, se modelo la geometría y la densidad de la fuente de la deformación: tres esferas de distintos radio y a distinta profundidad unidas a un mismo diámetro con una densidad de  $1.71 \text{ g/cm}^3$ , esto utilizando los datos gravimétricos de las 3 campañas. Con respecto a los datos gravimétricos en las cuatro estaciones GPS, esto resulto una disminución en cada una de las estaciones. Después de algunos cálculos y análisis se llegó a la conclusión que el modelo utilizado de la geometría de la laguna para estimar la influencia del agua en la señal de los datos es bastante simple como para decir que los datos fueron corregidos a primer orden. En particular, se generan incongruencias entre el cambio de elevación y el cambio en la gravedad en la estación MA01, ubicada en la zona artificial del embalse, por lo que la geometría de esa área es diferente al resto de la laguna.

Finalmente, considerando todas estas acotaciones: procesos superficiales, el modelo geotérmico Mariposa, la geometría del cuerpo que esta deformando la superficie (3 esferas) y la densidad modelada para al menos una de las tres esferas, se puede modelar un sistema como el de la Figura 7.1.

En el análisis de los datos de microgravedad utilizando el método de Rymer, se concluyó que los cambios de densidad son por causas de procesos superficiales. Sin embargo, esto no quiere decir que es únicamente un fenómeno superficial dado que estos a su vez pueden estar gatillados por procesos más profundos (mayor a 10 km). De todas maneras en este trabajo se concluye que las señales medidas en este trabajo son respuestas de cuerpos someros. El modelo propuestos Figura 7.1 reúne los principales resultados obtenidos con respecto a la fuente de la deformación. Las dos esferas más profundas corresponden a un

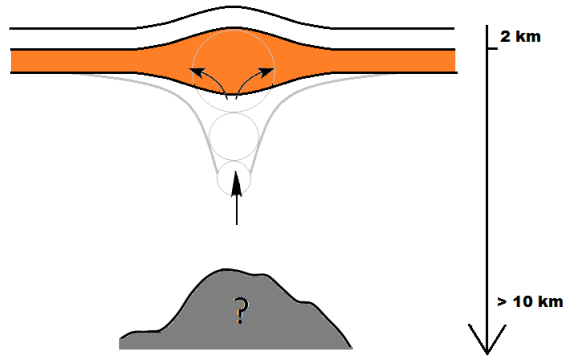


FIGURA 7.1: Esquema de modelo conceptual propuesto de Laguna del Maule.

camino de un flujo de material lo que puede ser interpretado como una zona de debilidad o una fractura. Sus densidades no pudieron ser modelada en estas dos esferas, sin embargo, la esfera más superficial que representa el camino final de este flujo que avanza por las dos esferas anteriormente mencionadas, acota los posibles valores, dado que esta última esfera (la más somera) se modelo con una densidad igual a  $1.71 \text{ g/cm}^3$  por lo que lo más lógico es suponer que el material que fluye desde zonas más profundas sea igual o similar (en términos de densidad) una vez que alcanza zonas más superficiales. Volviendo a la esfera más grande modelada se llegó a la conclusión que representa la zona de acumulación del material. Dado que no hay evidencias de manifestaciones termales en la zona de deformación, se cree entonces que el material se expande bajo la superficie ( $\sim 1300$  metros) lo que probablemente sea una capa permeable o muy fracturada. La deformación finalmente es producto de este flujo de material de muy baja densidad que no logra llegar a superficie acumulándose principalmente en el centro de la deformación.

## 7.1. Alcances del modelo

Si bien, se han realizado una serie de aproximaciones y suposiciones típicas de modelos que se presentan en la literatura y que son ahora referencias, existen 3 puntos que podrían ser importantes considerar.

Primero: la cantidad de datos. En estas tres campañas realizadas, se intento cubrir la Mayor cantidad de área con estaciones gravimétricas, para así obtener el mejor modelo posible. Sin embargo, una grilla en la zona de deformación, es probable que ayude a definir mejor la geometría de este cuerpo. Con respecto a los puntos GPS, una estación en la ribera E de la laguna, permitiría determinar la extensión de esta deformación.

Segundo: la geometría de la laguna. Como se comento en capítulos pasados, se cree que el efecto en la señal de gravedad producto del agua no fue bien estimado en todos los puntos, esto es porque la geometría utilizada no considera la sección del embalse que es artificial, por lo que esta señal no es completamente removida de los datos, como lo que se estima que sucede con la estación MA01.

Por último, el tercer punto: variaciones en el nivel de agua subterránea. Gottsmann et al. (2005) y Rymer & Williams-Jones (2000) consideran que este fenómeno, podría contribuir a

una parte de señal en las mediciones de microgravedad. Proponen medir en lo posible sobre rocas cristalinas para minimizar este fenómeno o medir las variaciones estacionales del agua subterránea realizando mediciones aproximadamente a la misma hora todos los años (Rymer & Williams-Jones, 2000). Hay que considerar además, nuevamente, la influencia del embalse en este nivel freático que se está considerando. Probablemente en las cercanías al borde de la laguna, el subsuelo tenga un aporte de agua, que en este caso, debe haber disminuido por causa de la sequia en que se encuentra la región.

# Bibliografía

- [1] Acocella, V. 2007. Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews* 85: 125-160.
- [2] Battaglia, M., Hill, D.P. 2009. Analytical modeling of gravity changes and crustal deformation at volcanoes: The Long Valley caldera, California, case study. *Tectonophysics* 471: 45-57.
- [3] Battaglia, M., Roberts, C., Segall, P. 1999. Magma Intrusion Beneath Long Valley Caldera Confirmed by Temporal Changes in Gravity. *Science* 285: 2119-2122.
- [4] Blakely, R. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Estados Unidos, Cambridge University Press. 441p.
- [5] Caffisch, R. 1998. Monte Carlo and quasi-Monte Carlo methods. *Acta Numerica* 7, Cambridge University Press: 1-49.
- [6] Cayol, V., Cornet, F.H. 1998. Effects of topography on the interpretation of the deformation field of prominent volcanoes - Application to Etna. *Geophysical Research Letters* 25(11): 1979-1982.
- [7] Cembrano, J., Lara, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.
- [8] Cole, J.W., Milner, D.M., Spinks, K.D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews* 69: 1-26.
- [9] Bernese GPS software version 5.0. 2007. Por Rolf Dach "et al". Astronomical Institute, University of Bern. Stämpfli Publications AG.
- [10] Davidson, J.P., Harmon, R.S. and Wörner, G. 1991. The source of Central Andean magmas: some considerations. *Geological Society of America Special Paper* 265: 233-243.
- [11] Delgado, F. 2010. Estructura íntera de la caldera La Pacana (II Región) mediante gravimetría. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias mención Geofísica y al Título de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 182p.
- [12] DeNosaquo, K., Smith, R., Lowry, A. 2009 Density and lithospheric strength models of the Yellowstone-Snake River Plain volcanic system from gravity and heat flow data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188: 108-127.

- [13] Deplus, C., Bonvalot, S., Dahrin, D., Diament, M., Harjono, H., Dubois, J. 1995. Inner structure of the Krakatau volcanic complex (Indonesia) from gravity and bathymetry data. *Journal Volcanology and Geothermal Research* 64: 23-52
- [14] De Zeeuw-van Dallden, E., Rymer, H., Williams-Jones, G., Sturkell, E., Sigmundsson, F. 2006. Integration of micro-gravity and geodetic data to constrain shallow system mass changes at Krafla Volcano, N Iceland. *Bulletin of Volcanology* 68(5): 420-431.
- [15] Dixon, T. 1991. An Introduction to the Global Positioning System and some geological applications. *Reviews of Geophysics* 29(2): 249-276.
- [16] Dvorak, J.J., Dzurisin, D. 1997. Volcano Geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Reviews of Geophysics* 35(3): 343-384.
- [17] Dzurisin, D. 2007. *Volcano Deformation: Geodetic Monitoring Techniques*. UK. Springer-Praxis Bookin Geophysical Sciences. 441p.
- [18] Ferguson, K. M., Dungan, M. A., Davidson, J. P., Colucci, M. T. 1992. The Tatar-San Pedro Volcano, 36°S, Chile: A Chemically Variable, Dominantly Mafic Magmatic System. *Journal of Petrology* 33 (1): 1-43.
- [19] Fialko, F., Khazan, Y., Simons, M. 2001. Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophysical Journal International* 146: 181-190.
- [20] Fournier, T. J., Pritchard, M. E., Riddick, S. N. 2010. Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 11(1). doi:10.1029/2009GC002558
- [21] Frey, F., Gerlach, D., Hickey, R., López-Escobar, L., Munizaga-Villavicencio, F. 1984. Petrogenesis of the Laguna del Maule volcanic complex, Chile (36°S). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 133-149.
- [22] Goff, F., Janik, C.J. 2000. Geothermal Systems. En: Sigurdsson, H. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. pp. 817-834..
- [23] González, O., Vergara, M. 1960. Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Publicaciones Departamento de Geología Universidad de Chile* 19: 23-134.
- [24] Gottsmann, J., Battaglia, M., 2008. Deciphering Causes of Unrest at Explosive Collapse Calderas: Recent Advances and Future Challenges of Joint Time-Lapse Gravimetric and Ground Deformation Studies. *Developments in Volcanology* 10: 417- 446.
- [25] Gottsmann, J., Camacho, A., Tiampo, K., Fernández, J. 2006. Spatiotemporal variations in vertical gravity gradients at the Campi Flegrei caldera (Italy): a case for source multiplicity during unrest?. *Geophysical Journal International* 167: 1089-1096.



- [26] Gottsmann, J., Carniel, R., Coppo, N., Wooller, L., Hautman, S., Rymer, H. 2007. Oscillations in hydrothermal systems as a source of periodic unrest at caldera volcanoes: Multiparameter insights from Nisyros, Greece. *Geophysical Research Letters*, 34. L07307, doi:10.1029/2007GL029594.
- [27] Gottsmann, J., Rymer, H. 2002. Deflation during caldera unrest: constraints on subsurface processes and hazard prediction from gravity-height data. *Bulletin of Volcanology* 64: 338-348.
- [28] Gottsmann, J., Rymer, H., Wooller, L.K., 2005. On the interpretation of gravity variations in the presence of active hydrothermal systems: Insights from the Nisyros Caldera, Greece. *Geophysical Research Letters* 32(23). L23310, doi:10.1029/2005GL024061.
- [29] Gravity & Terrain Correction. <<http://www.geosoft.com/support/downloads/technical-documentation>> [consulta: 2012]
- [30] Harmon, R.S., Barreiro, B., Moorbath, S., Hoefs, J., Francis, P.W., Thorpe, R.S., Deruelle, B., McHugh, J. and Viglino, J.A. 1984. Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society* 141(5): 803-822.
- [31] Hauser, A. 2000. Mapa de Fuentes de Aguas Termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documento de Trabajo, n° 16. Esc. 1:3.000.000.
- [32] Hickson, C.J., Ferraris, F., Rodriguez, C., Sielfeld, G., Henriquez, R., Gislason, T., Sellers, J., Benoit, D., White, J., Southon, J., Ussher, G., Charroy, J., Smith, A., Lovelock, B., Lawless, J., Quinlivan, P., Smith, L., Yehis, R. 2011. The Mariposa Geothermal System, Chile. *Geothermal Research Council Transactions* 5: 817-825.
- [33] Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J., Singer, B. 2009. Laguna del Maule Volcanic Field: Eruptive history of a Quaternary basalt-to rhyolite distributed volcanic field on the Andean range crest in central Chile. Santiago. Servicio Nacional de Geología y minería. *Boletín*, 63. 143p.
- [34] Hildreth, W., Singer, B., Godoy, E., Munizaga, F. 1988. The age and constitution of Cerro Campanario, a mafic stratovolcano in the Andes of Central Chile. *Revista geológica de Chile* 25, n1, doi: 10.4067/S0716-02081998000100002.
- [35] Hildreth, W., Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98(4): 455-489.
- [36] Henley, R.W., Ellis, A.J. 1983. Geothermal Systems Ancient and Modern: A Geochemical Review. *Earth-Science Reviews* 19(1): 1-50.
- [37] Hernández-Pajares, M., Juan Zornoza, J.M., Sanz Subirana, J. 2001. Procesado de Datos GPS: código y fase Algoritmos, Técnicas y Recetas. España. <<http://www.gage.es>> [consulta: 2012]
- [38] Huerta, E., Mangiaterra, A., Noguera, G., 2005. GPS: Posicionamiento Satelital. Argentina. UNR Editora - Universidad Nacional de Rosario. 148p.

- [39] Isostatic Residual. 2009. <<http://www.geosoft.com/support/downloads/technical-documentation>> [consulta: 2012]
- [40] Jarvis A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E. 2006. Hole-filled seamless SRTM data V4. USA. <<http://srtm.csi.cgiar.org>> [consulta: 2012]
- [41] Kruger, P. 1976. Geothermal Energy. Annual Review of Energy 1: 159-180.
- [42] Lipman, P.W. 2000. Calderas. En: Sigurdsson, H. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp. 643-662.
- [43] López-Escobar, L., Cembrano, J., and Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37° – 46°S). Revista Geológica de Chile 22(2): 219-234.
- [44] López-Escobar, L., Munizaga, F. 1983. Características Geolquímicas y Petrogénesis del Complejo Volcánico Laguna del Maule, Andes del Sur, 36°00'S. Revista Geológica de Chile 19-20: 3-24.
- [45] Lowrie, W. 2007. Fundamentals of Geophysics. 2ª ed. UK. Cambridge University Press. 381p.
- [46] MAGMAP Filtering. 2011. [en línea]. <<http://www.geosoft.com/support/downloads/technical-documentation>> [consulta: 2012]
- [47] Malengreau, B., Lénat, J-F., Froger, J-L. 1999. Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. Journal of Volcanology and Geothermal Research 88: 131-146.
- [48] Mariposa Geothermal Resource, Laguna del Maule and Pellado Concessions, Chile. 2010. [en línea]. <[http://ca.hotstocked.com/docs/show/magma\\_energy\\_corp/other/osaresourceassessment.pdf](http://ca.hotstocked.com/docs/show/magma_energy_corp/other/osaresourceassessment.pdf)> [consulta: 2013]
- [49] Martí, J., Geyer, A., Folch, A., Gottsmann, J. 2008. A review on collapse calderas modeling. En: Gottsmann, J., Martí, J. Caldera Volcanism: analysis, modelling and response. Developments in Volcanology, Elsevier. pp. 233-283.
- [50] McTigue, D.F. 1987. Elastic Stress and Deformation Near a Finite Spherical Magma Body: Resolution of the Point Source Paradox. Journal of geophysical research 92(B12): 12931-12940.
- [51] Mogi, K. 1958. Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them. Bulletin of the Earthquake Research Institute 36: 99-134.
- [52] Munizaga, F. 1978. Geología del complejo volcánico Laguna del Maule. Tesis para optar al Título de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. 157p.
- [53] Muñoz, J., Niemeyer, H. 1984. Hoja Laguna del Maule. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geologica de Chile, Carta n° 64. Esc. 1:250.000.

- [54] Murray, J.B., Rymer, H., Locke, C.A. 2000. Ground Deformation, Gravity and Magnetism. En: Sigurdsson, H. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp. 1121-1140.
- [55] Newman, A., Dixon, T.H., Gourmelen, N. 2006. A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 150: 244-269.
- [56] Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Geophysical Society of America* 75(4): 1153-1154.
- [57] Pritchard, M. E., Simons, M. 2002. A satellite geodetic survey of large-scale deformation of volcanic centres in the central Andes. *Nature* 418: 167-171.
- [58] Ramos, V. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.
- [59] Registro de Concesiones Geotérmicas de Exploración. 2012. [en línea]. Servicio Nacional de Geología y Minería, Departamento de Propiedad Minera. <[http://www.sernageomin.cl/pdf/mineria/geotermicas/Registro\\_Exploracion\\_Geotermicas.pdf](http://www.sernageomin.cl/pdf/mineria/geotermicas/Registro_Exploracion_Geotermicas.pdf)> [consulta: 2013]
- [60] Registro de Concesiones Geotérmicas de Explotación.2012. [en línea]. Servicio Nacional de Geología y Minería, Departamento de Propiedad Minera. <[http://www.sernageomin.cl/pdf/mineria/geotermicas/Registro\\_Explotacion\\_Geotermicas.pdf](http://www.sernageomin.cl/pdf/mineria/geotermicas/Registro_Explotacion_Geotermicas.pdf)> [consulta: 2013]
- [61] Rizos, C. 1999. Principles and Practice of GPS Surveying [en línea] <<http://www.gmat.unsw.edu.au/snap>>
- [62] Rogers, N., Hawkesworth, C. 2000. Composition of Magmas. En: Sigurdsson, H. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press. pp. 115-131.
- [63] Ruegg, J.C. 1994. Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra* 6: 201-243.
- [64] Rymer, H. 1994. Microgravity monitoring as a precursor to volcanic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 61: 311-328.
- [65] Rymer, H., Brown, G.C. 1986. Gravity fields and the interpretation of volcanic structures: geological discrimination and temporal evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 27(3-4): 229-254.
- [66] Rymer, H., Tryggvason, E. 1993. Gravity and elevation changes at Askja, Iceland. *Bulletin of Volcanology* 55(5): 362-371.
- [67] Rymer, H., Williams-Jones, G. 2000. Volcanic eruption prediction: Magma chamber physics from gravity and deformation measurements. *Geophysical Research Letters* 27(16): 2389-2392.

- [68] Sellés, D., Rodríguez, C., Dungan, M.a., Naranjo, J.A., Gardeweg, M. 2004. Nevado de Longaví volcano (36,2°S): geology and geochemistry of a compositionally atypical arc volcano in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 293-315.
- [69] Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31(2): 161-206.
- [70] Stern, C., Kilian, R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123(3): 263-281.
- [71] Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L., Naranjo, J. A., Parada, M. A., Skewes, M. A. 2007. Chilean Volcanoes. En: Moreno, T., Gibbons, W. *The Geology of Chile*. The Geological Society London. pp. 149-178.
- [72] Sun, R.J. 1969. Theoretical size of hydraulically induced horizontal fractures and corresponding surface uplift in an idealized medium. *Journal of Geophysical Research* 74(25): 5995-6011.
- [73] Tassara, A., Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15° – 47°S). *Revista Geológica de Chile* 30(2): 159-186.
- [74] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*. 2ª ed. Cambridge University Press.
- [75] Todesco, M., 2008. Hydrothermal Fluid Circulation and its Effect on Caldera Unrest. *Developments in Volcanology* 10: 393-416.
- [76] Todesco, M., Chiodini, G., Berrino, G. 2006. Modeling of gas composition and gravity signals at the Phlegrean fields caldera. En: PROCEEDING, TOUGH Symposium. USA. Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley. pp. 6.
- [77] Tormey, D., Hickey-Vargas, R., Frey, F., López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33° – 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. *Geological Society of America Special Paper* 265: 57-77
- [78] Thorpe, R.S. 1984. The tectonic setting of active Andean volcanism. En: Harmon, R.S. and Barreiro. *Andean Magmatism: Chemical and Isotopic Constraints*. Cheshire, Shiva Pub. Ltd. pp. 4-8.
- [79] Velozo, L., 1988. Características Geomorfológicas del Área de la Laguna del Maule. VII Región. *Revista de Geografía Norte Grande* 15: 7-10.
- [80] Vergara, M., Drake, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales post-neocomianas de Chile Central; su depositaciones en cuencas intermontanas restringidas. *Asociación Geológica Argentina, Revista XXXIV* (1): 42-52.
- [81] *Probability & statistics for engineers & scientists*. 2011. Por: Walpole “et al”. 9ª ed. Pearson Education, Inc. 791p.

- [82] Williams-Jones, G., Rymer, H., 2006. Detecting volcanic eruption precursors: a new method using gravity and deformation measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113 (3-4): 379-389.
- [83] Wohletz, K., Heiken, G. 1992. *Volcanology and Geothermal Energy*. Berkeley: University of California Press. [En línea] <<http://ark.cdlib.org/ark:/13030/ft6v19p151/>> [consulta: 2012]
- [84] Wood, C.P. 1995. *Calderas and Geothermal Systems in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand*. En: *Proceedings of the World Geothermal Congress 2*: 1331-1336.
- [85] Yang, X., Davis, P., Dieterich, J., 1988. Deformation From Inflation of a Dipping Finite Prolate Spheroid in an Elastic Half-Space as a Model for Volcanic Stressing. *Journal of Geophysical Research* 93(B5): 4249-4257.
- [86] Yokoyama, I., 1971. *Gravimetric, magnetic and electrical methods Serie: The surveillance and prediction of volcanic activity*. Unesco, Paris. [En línea] <[http://unesdoc.unesco.org/ulis/cgi-bin/ulis.pl?catno=2619&set=51190A1D\\_0\\_4188&gp=0&lin=&||=3](http://unesdoc.unesco.org/ulis/cgi-bin/ulis.pl?catno=2619&set=51190A1D_0_4188&gp=0&lin=&||=3)> [consulta: 2012]

# Apéndice A

## Tabla de datos de gravedad

	Longitud [°]	Latitud [°]	Altura [m]	gravedad observada [mgal]
MA01	-70.5595	-36.0172	2215.05	979214.55
LAG01	-70.5613	-36.0182	2189.33	979232.65
LAG02	-70.5638	-36.0188	2197.09	979232.72
LAG03	-70.5643	-36.0193	2197.25	979231.62
LAG04	-70.5675	-36.0232	2194.21	979233.24
LAG10	-70.5657	-36.0336	2236.50	979212.72
LAG09	-70.5698	-36.0368	2245.63	979211.29
LAG08	-70.5700	-36.0413	2265.58	979208.19
LAG07	-70.5700	-36.0457	2233.88	979213.93
LAG06	-70.5653	-36.0481	2267.44	979207.00
LAG05	-70.5632	-36.0522	2248.26	979209.65
MA07	-70.5590	-36.0552	2259.93	979206.81
MA06	-70.5545	-36.0579	2284.97	979202.51
MA05	-70.5493	-36.0610	2259.33	979203.24
MA03	-70.5431	-36.0680	2262.75	979194.92
MA04	-70.5427	-36.0842	2235.30	979199.02
MA08	-70.5436	-36.0698	2216.20	979204.84
MA09	-70.5430	-36.0749	2231.15	979200.87
MALN	-70.5429	-36.0797	2222.97	979202.05
LAG25	-70.5204	-36.0793	2198.75	979198.04
LAG24	-70.5156	-36.0815	2196.42	979194.79
LAG23	-70.5120	-36.0850	2203.09	979199.50
LAG22	-70.5093	-36.0889	2197.33	979201.66
LAG21	-70.5047	-36.1001	2188.70	979213.04
MA33	-70.5365	-36.0277	2314.64	979180.64
MA32	-70.5256	-36.0192	2303.07	979183.64
MA31	-70.5170	-36.0174	2353.92	979168.06
MA30	-70.5089	-36.0133	2361.09	979168.71
MA29	-70.5044	-36.0182	2370.20	979168.09
MA28	-70.5011	-36.0221	2364.45	979169.85

	Longitud [°]	Latitud [°]	Altura [m]	gravedad observada [mgal]
MA27	-70.4960	-36.0151	2357.58	979170.43
MA26	-70.4922	-36.0138	2370.37	979172.12
MA25	-70.4869	-36.0130	2324.98	979181.28
MA02	-70.4846	-36.0170	2337.85	979182.81
MA24	-70.4820	-36.0094	2346.81	979176.35
MA23	-70.4761	-36.0070	2317.35	979180.90
MA22	-70.4709	-36.0063	2308.57	979181.65
MA21	-70.4653	-36.0059	2275.23	979187.99
MA20	-70.4592	-36.0063	2252.78	979192.00
MA19	-70.4539	-36.0007	2215.92	979198.48
MA17	-70.4479	-36.0018	2215.90	979199.68
MA16	-70.4416	-35.9985	2218.75	979200.10
MA15	-70.4348	-35.9946	2264.87	979189.11
MA14	-70.4319	-35.9984	2322.82	979175.95
MA13	-70.4234	-36.0000	2388.14	979160.84
MA18	-70.4189	-36.0015	2410.05	979157.18
MA12	-70.4092	-36.0041	2447.93	979151.77
MA11	-70.4033	-35.9969	2483.71	979144.96
CT80	-70.3988	-35.9907	2517.82	979137.09
MA34	-70.5580	-36.0135	2198.37	979222.30
MA35	-70.5583	-36.0045	2190.66	979225.06
MA36	-70.5598	-35.9956	2176.53	979226.84
MA37	-70.5605	-35.9864	2133.62	979235.27
MA38	-70.5633	-35.9761	2063.53	979250.19
MA39	-70.5699	-35.9683	1993.05	979264.04
MA40	-70.5731	-35.9590	1936.59	979274.15
MA41	-70.5855	-35.9543	1874.34	979284.59
MA42	-70.5961	-35.9510	1781.85	979300.35
MA43	-70.6081	-35.9395	1619.97	979332.67
MA59	-70.6134	-35.9333	1531.33	979332.58
MA44	-70.6161	-35.9293	1500.58	979337.83
MA45	-70.6234	-35.9218	1461.65	979343.29
MA46	-70.6314	-35.9156	1439.97	979348.17
MA47	-70.6407	-35.9098	1404.77	979356.39
MA48	-70.6431	-35.9006	1383.19	979358.81
MA49	-70.6483	-35.8912	1344.22	979365.67
MA50	-70.6649	-35.8803	1290.75	979381.86
MA51	-70.6803	-35.8725	1270.92	979386.79
MA52	-70.6821	-35.8608	1222.62	979392.52
MA53	-70.6892	-35.8522	1195.81	979398.21
MA54	-70.7019	-35.8475	1141.00	979410.32
MA58	-70.7023	-35.8474	1138.85	979410.40
MA55	-70.7098	-35.8385	1114.83	979414.05
MA56	-70.7247	-35.8312	1112.28	979412.56
MA57	-70.7434	-35.8275	1046.36	979423.43

	Longitud [°]	Latitud [°]	Altura [m]	gravedad observada [mgal]
LAG12	-70.4771	-36.0923	2188.52	979217.38
LAG13	-70.4772	-36.0878	2201.81	979215.77
LAG14	-70.4744	-36.0839	2206.05	979213.98
LAG15	-70.4723	-36.0798	2203.64	979212.38
LAG16	-70.4695	-36.0759	2205.04	979210.32
LAG17	-70.4673	-36.0717	2205.23	979209.21
LAG18	-70.4642	-36.0680	2208.59	979208.27
LAG19	-70.4599	-36.0653	2225.85	979204.23



# Apéndice B

## Tabla de datos de microgravedad

	Longitud [°]	Latitud [°]	Altura 2011 [m]	Altura 2012 [m]	$g_{\text{obs}}$ 2011 [mgal]	$g_{\text{obs}}$ 2012 [mgal]
MA01	-70.5595	-36.0172	2215.054	2215.088	979214.553	979214.170
MA02	-70.4846	-36.0170	2337.845	2337.943	979182.830	979182.660
MA03	-70.5431	-36.0680	2262.749	2262.974	979194.840	979194.380
MA04	-70.5427	-36.0842	2235.300	2235.484	979198.570	979198.330