

# ESTUDIO DEL PERFIL GRAVIMÉTRICO HUECHUPÍN-CHILLÁN-PINTO EN LA REGIÓN DE ÑUBLE

Por:

Domingos Francisco Wissi

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matematicas para optar al titulo de Geofísico

Marzo 2022 Concepción, Chile 2\_\_\_\_\_



# ESTUDIO DEL PERFIL GRAVIMÉTRICO HUECHUPÍN-CHILLÁN-PINTO EN LA REGIÓN DE ÑUBLE

Por: Domingos Francisco Wissi

Tesis presentada a la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Univerisdad de Concepción para optar al título de geofísico.

**Profesor Guía:** Dr. Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Comisión:

Dr. Matthew Miller. Dr. Jorge Quezada Flory.

> Enero 2022 Concepción, Chile

© 2022, Domingos Wissi

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica del documento

A los de siempre, The hunt is on .....

# AGRADECIMIENTOS

Mis agradecimientos a: Mi familia que siempre me ha apoyado mismo estando lejos gracias por el cariño.

Mi profesor guia Rr. Jaime Arturo Belmonte por su ayuda y larga paciencia, por orientarme en la realización de este trabajo.

A los Dr. Jorge Flory y Dr. Matthew Miller por ser parte de la comisión evaluadora del presente trabajo.

A Antonio Sousa Calenga por su ayuda en la edicción de los mapas geologico y por compartir sus documentos de geologia, gracias pana.

Departamiento de Geofísica de la Universidad de Concepción y los profesores, por haberme permitido lograr en su lecho una meta muy importante donde pude culminar mi formación profesional.

A todos los amigos y amigas, compatriotas que siempre estuvieron a mi lado gracias por su apoyo incondicional.

## Resumen

El estudio gravimétrico aqui presentado sobre el perfil Huechupin-Chillán-Pinto en la región de Ñuble, fue realizado para determinar la geomorfología del basamento, como también las potencias de los rellenos sedimentarios sobre las cercanías de chillán. La orientación del perfil es W-E y presenta un largo de 43 km aproximadamente. La adquisición de los datos se realizó sobre una ventana ubicada entre los 36.6° y 36.70°S y entre los 72.36° y 71.35°W, a un espaciamiento promedio entre estaciones de 2 km. Fueron procesados los datos mediante utilización de fórmulas de segundo orden para el cálculo de anomalía de Bouguer.

La separación de la anomalía de Bouguer de origen regional y local es un paso importante en la interpretación de un perfil o mapa de gravedad. No existe un método infalible para efectuar la separación residual-regional. Se separaron las componentes residuales y regionales de la anomalía de Bouguer y se efectuaron las devidas interpretaciones y luego se correlacionó con la geología presente en la zona. El modelo de la Anomalía completa de Bouguer fue el que mejor se correlacionó con la geomorfologia de la zona, permitió la existencia de dos capas, la más profunda (basamento) con un contraste de densidad mayor que la capa superior (ambos en relación a la roca encajante), también permitió reflejar la geometria del basamento de la zona en que su profundiad tiene oscilaciones a lo largo del perfil, siendo que bajo Chillán el espesor de los sedimentos es de orden de 4000 metros. Al modelo todavía se le puede realizar ajustes que puedan permitir una mejor caracterización del subsuelo bajo la ciudad de Chillán.

## Abstract

The gravimetric study presented here on the Huechupin-Chillán-Pinto profile in the Nuble region was carried out to determine the geomorphology of the basement, as well as the strength of the sedimentary fills in the vicinity of Chillán. The orientation of the profile is W-E and it has a length of approximately 43 km. Data acquisition was carried out over a window located between 36.6° and 36.70°S and between 72.36° and 71.35°W, at an average spacing between stations of 2 km. The data was processed using second-order formulas to calculate the Bouguer anomaly.

The separation of the Bouguer anomaly of regional and local origin is an important step in the interpretation of a gravity profile or map. There is no foolproof method for performing residual-regional separation. The residual and regional components of the Bouguer anomaly were separated and the corresponding interpretations were made and then correlated with the geology present in the area. The Bouguer Complete Anomaly model was the one that best correlated with the geomorphology of the area, allowing the existence of two layers, the deepest (basement) with a higher density contrast than the upper layer (both in relation to the encasing rock), also allowed to reflect the geometry of the basement of the area in which its depth has oscillations along the profile, being that under Chillán the thickness of the sediments is of the order of 4000 meters. Adjustments can still be made to the model that may allow a better characterization of the subsoil under the city of Chillán.

# Índice general

A	GRA	DECIMIENTOS	Ι
Re	esum	en	II
A	bstra	$\mathbf{ct}$	111
1.	Intr	oducción	1
	1.1.	Objetivos	2
	1.2.	Descripción geográfica y geológica	3
		1.2.1. Ubicación del área de estudio	3
		1.2.2. Marco Geológico	3
	1.3.	Antecedentes	7
2.	Con	atexto Teorico	8
	2.1.	Gravimetría	8
	2.2.	Principio físico de la gravedad	9
		2.2.1. Lev gravitacional de Newton	9
		2.2.2. Aceleración de gravedad	9
		2.2.3. Potencial Gravitacional	10
		2.2.3.1. derivadas del Potencial	12
	2.3.	Gravedad de la tierra	12
		2.3.1. Forma de la Tierra	12
		2.3.1.1. Esferoide de referencia	13
		2.3.1.2. Geoide	13
	2.4.	Mediciones de gravedad	14
		2.4.1. Mediciones absolutas de gravedad	14
		2.4.2. Mediciones relativas de gravedad	15
		2.4.3. Gravímetro Lacoste & Romberg	16
	2.5.	Reducción de datos en gravimétria	16
		2.5.1. Correctiones gravimetricas	17
		2.5.1.0.1. Correción por latitud	17
		2.5.1.0.2. Corrección por deriva instrumental :	17
		2.5.1.0.3. Correción por aire libre	18
		2.5.1.0.4. Correción de Bouguer	18
		2.5.1.0.5. Correción Topografica	19
	2.6.	Densidad de las rocas	22
		2.6.1. Estimación de la densidad	23

	<ul><li>2.7.</li><li>2.8.</li><li>2.9.</li></ul>	Anomalía de Bouguer Completa       2         Interpretación de Anomalias de gravedad       2         2.8.1.       Separación de fuentes regional - residuales       2         Modelos de Anomalías Gravimétricas       2         2.9.1.       Problema directo       2         2.9.2.       El problema inverso       2	24 25 25 28 28 28
3.	Met 3.1. 3.2. 3.3. 3.4. 3.5.	todología       3         Aquisición de datos       3         3.1.1. Instrumental geofísicos       3         Procesamiento       3         3.2.1. Generación de archivos de datos       3         3.2.1.1. Correción por deriva instrumental       3         3.2.2. Cálculo de la Anomalía de Aire Libre       3         3.2.3. Cálculo de la Anomalía Bouguer       3         Determinación de la densidad       3         Separación Regional - residual       3	<b>30</b> 31 32 33 34 35 35 36 37 37
4.	Res 4.1. 4.2. 4.3. 4.4.	ultados y Análisis       3         Gravedad observada       3         Correcciones de tercer orden       4         Anomalía Completa de Bouguer       4         4.3.1.       Separación Componente Residual - Regional       4         Modelos Gravimétricos       4         4.4.1.       Modelos respeto al ultimo punto del perfil (Este)       4         4.4.2.       Modelos relativos al primer punto del perfil       5	<b>39</b> 40 43 46 49 49
5.	<b>Disc</b> 5.1.	z <b>usión</b> Anomalía de Bouguer	<b>54</b> 54
6.	<b>Con</b> 6.1.	aclusión Recomendaciones	<b>59</b> 30
Re	ferei	ncias	31
A	oéndi	ices	32
А.	<b>Test</b> A1. A2. A3.	t f Tabla de conversión	<b>32</b> 52 55 55

# Índice de cuadros

2.6.1. Densidad de rocas común y o minerales $(Mgm^{-3})$ (extraído de Milsom, 2003)	23
3.2.1.Encabezado para los datos gravimétricos.	33
A2.1.Datos de la aquisición gravimétrica.	64

# Índice de figuras

1.2.1.Ubicación geográfica de la zona de Estudio. La línea azul es el perfil del levantamiento gravimétrico, los puntos rojo son las estaciones gravimétricas	
de este trabajo.(Google Earth)	3
1.2.2.Unidades morfotectónicas y fallas mayores de los Andes centro-sur. (Extraída	
Scientific Technical Report de (Melnick, 2007)	4
1.2.3. Caption	Э
centro-sur (extraído de (Melnick, 2007))	5
1.2.5.Mapa geológico de la zona de estudio	6
1.3.1.Interpretación del perfil gravimétrico de Chillán realizado por Cinna Lomnitz	
(Lomnitz, 1959)	7
2.2.1.Potencial gravitacional de una distribución de masa contínua (Lowrie, 2007).	11
2.3.1.Imagen representativa del esferoide de referencia (elipsoide), geoide y la superficie	
topografica de la Tierra. (a)Una masa fuera del elipsoide; (b) un exceso de masa	
debajo del elipsoide eleva el geoide por encima del elipsoide. N es la ondulación	
del geoide (Lowrie, 2007). $\ldots$ 1	14
2.4.1.Gravímetro Lacoste & Romberg	16
2.5.1.Correción de Bouguer. Las correcciones son por las desviaciones de la topografía	
de una superficie paralela al nivel del mar a través de la estación de gravedad, y	10
2.5.2 Use de la planilla de Hammer con mana tenegrafico. (Lourie, 2007: Telford WM	19
1990: Milsom 2003)	21
2.6.1.Perfil de Anomalia simple de Bouguer, evaluado para un rango de densidad entre	<u> </u>
$1.7 \text{ y } 2.6  gr/cm^{-3}  y la característica topografica del perfil (Nettleton, 1976). El$	
valor de densidad adecuado es de 2.2 $gr/cm^{-3}$ que corresponde a la curva que	
muestra menor correlación a la curva de topografía.	24
2.8.1.Caption	27
3.0.1.metodologia utilizada para alcanzar los objectivos de este trabajo.	30
3.1.1.Método utilizado para la adquisición de los datos	32
3.2.1. Secuencia de procesamiento de datos gravimétricos.	33
3.2.2.Metodologia para calcular las Anomalías de Aire libre y de Bouguer	34
3.2.3.Pasos para calcular la anomalía de aire libre para el perfil chillán.	35
3.2.4.Pasos para calcular la anomalía de Bouguer	36
4.1.1.Gravedad observada.	40
4.2.1.Corrección de Aire Libre	41

4.2.2.Anomalia de Aire Libre y Topografia del perfil. Esa AAL tiene como referencia el primer punto del perfil.	42
4.2.3.Corrección de bouguer	43
4.3.1. Anomalía de Bouguer. En azul: utilizando corrección topográfica a partir del	
modelo de elavación digital (DEM); en negro: utilizando el mapa cartográfico del	
IGM para la zona de estudio.	44
4.3.2. Anomalía Completa de Bouguer relativa al primer punto del perfil (estación 1).	45
4.3.3. Anomalía completa de Bouguer relativa al punto 27 de nuestro perfil	45
4.3.4. Anomalía filtrada y espectro de frecuencias. La figura (a) se muestra el espectro	
de frecuencias de fourier con el filtro pasa bajo; La figua (b) muestra la Anomalía	
de Bouguer original (en azul) y la Anomalía regional (en rojo) resultante al aplicar	
un filtro pasa bajo a los datos de anomalía Original	46
4.3.5. Anomalías de Bouguer. La figura (a) se muestra el espectro de frecuencias de	
fourier con el filtro pasa alto; La figua (b) se muestran las Anomalías de Bouguer	
original (en azul), la Anomalía regional (en rojo) y la residual (verde) resultante	
de la resta entre la AB Original y la Regional.	47
4.3.6. Anomalías residual, regional y Anomalía completa de Bouguer relativas al punto	
27 de nuestro perfil	48
4.4.1.a) modelo baja frecuencia relativo al último punto del perfil; b) ajuste del modelo.	49
4.4.2.a) modelo de alta frecuencia relativo al ultimo punto del perfil; b) ajuste del	50
	50
4.4.3. Modelo para la AB original (sin separar las componentes) relativo a estación 27	51
4.4.4. Modelo Regional c/r al primer punto	52
4.4.5. Modelo residual respeto al primer punto.	52
4.4.6. Modelo de la Anomalia Completa de Bouguer.	53
5.1.1.Perfiles de anomalías de Bouguer y mapa geológico del área de estudo (sernageomin).	56
5.1.2.Fallas mapeadas alrededor de Chillán. (extraído de (Maldonado Valentina, 2021)	57
A1.1. Tabla de conversión de Cuentas a miligales	63
A3.1.UdeC logo	65

# Capítulo 1

# Introducción

La prospección geofísica ha ganado un importante terreno en el área de resolución de diversos problemas asociados a definir las condiciones físicas y mecánicas de las estructuras geológicas del subsuelo.

En la zona de estudio cuenta con investigaciones gravímetricas previas como la realizada en 1959 en el Valle Central de la región de Chillán, por Cinna Lomnitz a través de las cuales expuso de manera general los rasgos de la anomalía de Bouguer en dicha zona y descubrió variaciones importantes de la misma.

El objetivo de la interpretación gravimétrica es, deducir a partir del análisis de las anomalías, la localización y forma de la estructura enterrada que esta provocando dichas anomalías. Con este objetivo, es necesaria la utilización de convenientes técnicas de interpretación.

A modo de detallar el análisis realizado a la anomalía de Bouguer se expone esta investigación realizada en la región de Ñuble, en la que se analizó un perfil grávimetrico W - E, desde Huechupín a Pinto, con una longitud total de 43 kilómetros. Se hizo el levantamiento gravimétrico con el objetivo de estudiar la estructura de la corteza local y el relieve del basamento en esa región.

Previamente a la modelación, se hace necesario realizar correcciones gravimétricas a las lecturas tomadas en terreno producto de la dependencia que tiene el campo de gravedad terrestre, de la latitud, de mareas terrestres, de la elevación, de la topografía y de la variación lateral de densidad. Como resultado de las correcciones gravimétricas se obtienen las anomalías de Bouguer y residual cuya información es utilizada como entrada para la modelación. La información gravimétrica procesada nos proporciona una visión preliminar, de la geomorfología del valle central en esta latitud en función de las anomalías gravimétricas residuales de cada perfil. Un mayor detalle se logra a través de la modelación directa de los datos de anomalía residuales apoyados en la información geologica/geofisica disponible.

# 1.1. Objetivos

#### **Objetivo General**

El objetivo principal de este trabajo es la elaboración de modelos 2D geologico-estructural local y regional del subsuelo de chillán, empleando datos gravimétricos.

#### Objetivos específicos

- Calcular la Anomalía de Bouguer sobre el perfil
- Analizar el perfil de la anomalía de Bouguer y separar los componentes residual y regional
- Elaboración de modelos de fuentes gravimétricas 2D y estimación de profundidades de las principales estructuras geológicas

# 1.2. Descripción geográfica y geológica

### 1.2.1. Ubicación del área de estudio

El perfil en estudio se encuentra en la región de Nuble entre la cordillera de la Costa y la cordillera de los Andes. El perfil comienza en Huechupín, cruza la ciudad de chillán y termina en Pinto, delimitado entre las longitudes 72.36°O - 71.35°O, y entre las latitudes 36.6°S - 36.70°S. Las mediciones se realizaron sobre la carretera N-66-O y N-55 y alrededor del centro de la ciudad de Chillán. Su extensión es de 45 km de longitud aproximadamente.



**Figura 1.2.1:** Ubicación geográfica de la zona de Estudio. La línea azul es el perfil del levantamiento gravimétrico, los puntos rojo son las estaciones gravimétricas de este trabajo.(Google Earth)

#### 1.2.2. Marco Geológico

Desde el punto de vista geomorfológico, en la zona de estudio en un corte transversal Oeste - Este, se pueden diferenciar las siguientes geoformas principales, reconocibles además en la mayor parte del relieve del país: Planicies Litorales, cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera o Montaña y cordillera de los Andes. En la figura 1.2.2 se muestran los rasgos principales entre los Andes centro-sur de Chile y el oeste de Argentina y se pueden observar las unidades morfotectónicas principales según la topografía, morfología, estilo de deformación activa y evolución tectónica mesozoico-cenozoica.



**Figura 1.2.2:** Unidades morfotectónicas y fallas mayores de los Andes centro-sur. (Extraída Scientific Technical Report de (Melnick, 2007)



Figura 1.2.3: Caption

![](_page_17_Figure_3.jpeg)

**Figura 1.2.4:** Diagrama tiempo-espacio de las unidades geológicas expuestas en los Andes centro-sur (extraído de (Melnick, 2007))

En la figura 1.2.3 se muestra el mapa geológico aumentado del centro-sur de Chile en el que se

observan las formaciones geológicas que constituyen el área de estudio:

**Qs**: Sedimentos indiferenciados (de edad del Cuaternario).

Pzg: Batolito costero e intrusiones indiferenciadas, edad Paleozoico-Triásico temprano.

Tv: Cuencas volcánicas intra-arco (Paleoceno-Mioceno).

De acuerdo al mapa geológico de Chile SERNAGEOMIN (2003) la región de Ñuble se encuentra compuesta por formaciones geológicas del Cuaternario, Plioceno-Pleistoceno, Mioceno y Oligoceno 1.2.5.

![](_page_18_Figure_6.jpeg)

Figura 1.2.5: Mapa geológico de la zona de estudio

Las formaciones (CPg) corresponden a secuencias de rocas intrusivas como lo son el Batolito costero e intrusiones indiferenciadas (Paleozoico-Tríasico)

Las formaciones Q1 corresponden a secuencias sedimentariarias (Q1).

Las formaciones de secuencias volcanosedimentarias del OM2c (Oligoceno – Mioceno) pertenecen a lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas.

Las formaciones del PPI3 (Plioceno-Pleistoceno), corresponden a secuencias volcánicas, principalmente erodados: lavas basálticas con intercalaciones de tobas y conglomerados.

Las formaciones del Mioceno (Mg) y del Mioceno Inferior-Medio (Mimg), corresponden a rocas

intrusivas, tales como granodioritas, monzogranitos, tonalitas, dioritas de hornblenda, biotita y gabros.

## **1.3.** Antecedentes

Existen investigaciones previas en donde se presenta un modelo geológico y geofísico del valle central que es:

![](_page_19_Figure_4.jpeg)

Investigaciones Gravimétricas en la Región de Chillán (Lomnitz, 1959)

**Figura 1.3.1:** Interpretación del perfil gravimétrico de Chillán realizado por Cinna Lomnitz (Lomnitz, 1959)

Mediante exploraciones gravimétricas efectuadas en el Valle Central, en la región de Chillán, el modelo presentado por el autor, expresa la respuesta gravimétrica presente de la anomalía de Bouguer en Chillán, representado en la figura 1.3.1. Encontró variaciones importantes de la anomalía de Bouguer, concluyendo que indican la existencia de una falla casi vertical hacia el borde oriental de la cordillera de la Costa y que frente a Chillán, el desplazamiento vertical de la falla es del orden de los 2.000 metros.

# Capítulo 2

# Contexto Teorico

En este capitulo se hace un contexto teórico del principio de gravedad y los fundamentos del estudio gravimétrico.

### 2.1. Gravimetría

La gravimetría estudia las variaciones del campo de la gravedad (del latín gravitas) debido a una desigual distribución de masas en el interior de la Tierra. Consiste en medir e interpretar las anomalías que las variaciones de la densidad en el subsuelo generan sobre el campo gravitatorio terrestre.

Un estudio gravimétrico tiene como objetivo determinar las anomalías o variaciones de gravedad generadas por los contrastes de densidad de cuerpos ubicados de manera irregular a diferentes profundidades en el subsuelo (Telford WM., 1990). Este capítulo presenta una síntesis sobre el principio de la gravedad y una sintesís sobre las correcciones gravimétricas estándar que se aplican a los datos gravimétricos, hasta la obtención de la Anomalía Completa de Bouguer, la separación de sus componentes y los principios matemáticos para trabajar la información en el dominio del número de onda.

La gravedad observada involucra diversas fuentes generadoras, algunas de las cuales deben ser removidas para obtener la fuente de interés. Se deben considerar las correcciones de las masas ubicadas entre el punto de observación y la referencia que generan contrastes de densidad; correcciones topográficas por exceso o deficiencia de masa en las vecindades al punto de observación, como montañas o valles; correcciones por ubicación geográfica, especialmente en latitud; las fuerzas de atracción del Sol y la Luna; las condiciones de fatiga instrumental, la corrección por altura a la cual está ubicada la estación. El resultado final de la aplicación de todas las correcciones sobre los datos de gravedad observada es la Anomalía Completa de Bouguer (ACB).

### 2.2. Principio físico de la gravedad

#### 2.2.1. Ley gravitacional de Newton

La segunda ley de movimiento establece que la tasa d de cambio de momentum de masa es proporcional a la fuerza que act'ua sobre él y tiene lugar en la dirección de la fuerza. Para el caso de masa constante, esta ley sirve como la definición de fuera ( $\mathbf{F}$ ) en términos de la aceleración ( $\mathbf{a}$ ) dado a una masa (m):

$$\mathbf{F} = m\mathbf{a} \tag{2.2.1}$$

La unidad de la fuerza en el SI es Newton (N).

Galileo Galilei (1564-1642) fue el primer científico en tratar de explicar el comportamiento de los cuerpos en movimiento dentro del campo gravitacional de la Tierra; encontró las relaciones entre la longitud de un péndulo, su masa y el período de movimiento, así como en postular que la aceleración producida en todos los cuerpos es la misma, y que la caída libre de un cuerpo es proporcional a su peso. La unidad de medición es el "Gal", en su honor.

Sir Isaac Newton encontró que la fuerza de atracción entre dos cuerpos es directamente proporcional a sus masas e inversamente al cuadrado de la distancia que los separa; entonces:

$$F = G \frac{mM}{r^2} \hat{r} \tag{2.2.2}$$

donde F es la fuerza en M,  $\hat{r}$  es un vector unitario dirigido desde M hacia m, r es la distancia entre m y M, y G es la constante de gravitacion universal. Heyl y Chrzanowsky en 1942 evaluaron "G" el valor aceptado internacionalmente es de:  $G = (6,673 \pm 0,003) * 10^{-8} cm^3 g^{-1} sec^{-2}$  (Heyl, 1942). Un valor moderno de G es  $6,674210 * 10^{-8} cm^3 g^{-1} s^{-2}$  (Mohr and Taylor, 2005).

#### 2.2.2. Aceleración de gravedad

En física, el campo de una fuerza suele ser más importante que la magnitud absoluta de la fuerza. El campo se define como la fuerza ejercida sobre una unidad material. Por ejemplo, el campo eléctrico de un cuerpo cargado en una posición determinada es la fuerza que ejerce sobre una unidad de carga eléctrica en esa ubicación. El campo gravitacional en las proximidades de una masa que se contrae es la fuerza que ejerce sobre una unidad de masa. El campo gravitacional en las proximidades de una masa atrayente es la fuerza que ejerce sobre una unidad de masa. La ecuación (2.2.1) muestra que esto es equivalente al vector de aceleración.

En las aplicaciones geofísicas nos interesan más las aceleraciones que las fuerzas. Comparando la Ec.(2.2.2) y Ec.2.2.1 obtenemos la aceleración gravitacional  $a_G$  de la masa m debido a la atracción de la masa M:

$$a_G = G \frac{M}{r^2} \hat{r} \tag{2.2.3}$$

donde la aceleración  $a_G$  es igual a la fuerza de gravedad por unidad de masa debido a M. Tratemos  $a_G$  por g. Si M es la masa de la tierra  $M_t$ , y r es el radio de la tierra  $R_t$  g se convierte en la aceleración.

$$g = G \frac{M_t}{R_t^2} \hat{r} \tag{2.2.4}$$

La unidad de aceleración SI es  $ms^{-2}$ ; esta unidad es poco práctica para su uso en geofísica. En el ahora reemplazado sistema c.g.s la unidad de aceleración fue el  $cms^{-2}$ , que se llama gal en reconocimiento a las contribuciones de Galileo. Los pequeños cambios en la aceleración de la gravedad causados por las estructuras geológicas se miden en milésimas de esta unidad, es decir, en miligal (mgal).

El valor de la gravedad en la superficie de la Tierra es de aproximadamente  $9.8ms^{-2}$ , por lo que la sensibilidad de las medidas modernas de gravedad es de aproximadamente 1 parte de  $10^9$ .

#### 2.2.3. Potencial Gravitacional

Los campos gravitacionales son conservativos, es decir, el trabajo hecho al mover una masa en un campo gravitacional es independiente del camino recorrido y depende solo de la posición final y inicial (Telford WM., 1990).

El potencial gravitacional es la energía potencial de una unidad de masa en un campo de atracción gravitacional. El potencial se denota con el símbolo  $U_G$ . La energia potencial  $E_p$  de una masa m en un campo gravitacional es por lo tanto igual a  $mdU_G$ . Por lo tanto, un cambio en la energia potencial es igual a  $mdU_G$ .

$$mdU_G = Fdr = -mgdr \tag{2.2.5}$$

Reodenando esta ecuación obtenemos la aceleración gravitacional.

$$g = -\frac{dU_G}{dr}\hat{r} \tag{2.2.6}$$

En general la aceleración es un vector. Si usamos coordenadas cartesianas (x, y, z), la aceleración tendrá las componentes  $(a_x, a_y, a_z)$ . Estas pueden ser calculados al calcular separadamente las

derivadas parciales del potencial con respeto a x, y, z:

$$a_x = -\frac{\partial U_G}{\partial x}; a_y = -\frac{\partial U_G}{\partial y}; a_z = -\frac{\partial U_G}{\partial z}$$
(2.2.7)

Al igualar las ecuaciones (2.2.6) y (2.2.5) se obtiene el potencial gravitacional de una masa puntual M:

$$\frac{dU_G}{dt} = G\frac{M}{r^2} \tag{2.2.8}$$

cuya solución es

$$U_G = -G\frac{M}{r} \tag{2.2.9}$$

# Aceleración y Potencial Gravitacional debibo a distribución de masas tridimensional

Si consideramos que un cuerpo sólido está compuesto por numerosas partículas pequeñas, cada una de las cuales ejerce una atracción gravitacional en un punto externo. Para calcular la aceleración gravitacional del objeto en el punto externo, se puede integrar las pequeñas particulas para obtener el efecto total. De la ecuación (2.2.8), el potencial debido un elemento de masa dm en el punto (x, y, z) a una distancia r del punto externo P(x, y, z) es

$$dU = G\frac{dm}{r} = G\rho\frac{dxdydz}{r}$$
(2.2.10)

![](_page_23_Figure_10.jpeg)

Figura 2.2.1: Potencial gravitacional de una distribución de masa contínua (Lowrie, 2007).

Donde  $\rho(x, y, z)$  es la densidad, y  $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$ . El p<br/>tencial gravitacional del cuerpo en el punto P es

$$U = G \int_x \int_y \int_z \frac{\rho(x, y, z)}{r(x, y, z)} dx dy dz$$
(2.2.11)

Como g es la acelaración de gravedad en la dirección z, y asumiendo  $\rho$  constante:

$$g = -\frac{\partial U}{\partial z} = G\rho \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dx dy dz \qquad (2.2.12)$$

#### 2.2.3.1. derivadas del Potencial

Las cantidades utiles en el analisis gravimetrico pueden ser obtenidas diferenciando el potencial de varias maneras. Ya hemos notado en la ecuación (2.2.12) que la gravedad vertical es  $g = -\partial U/\partial z$ . Esta es la cantidad medida por los gravímetros.

La primera derivada vertical de g ( de la ec. 2.2.12) es:

$$\frac{\partial g}{\partial z} = -\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = U_{zz} = G\rho \int_x \int_y \int_z (\frac{1}{r^3} - \frac{3z^2}{r^5}) dx dy dz$$
(2.2.13)

Donde los subíndices indican derivadas de U. Ocasionalmente se hacen derivadas del gradiente vertical, el uso de técnicas de segunda derivada para producir un mapa de gravedad residual", y la capacidad de las técnicas de primera derivada para resolver características subterráneas complejas o poco espaciadas (Butler, 1984).

La segunda derivada vertical es:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = -\frac{\partial^3 U}{\partial z^3} = U_{zzz} = 3G\rho \int_x \int_y \int_z (\frac{5z^3}{r^7} - \frac{3z}{r^5}) dx dy dz$$
(2.2.14)

Esta derivada se emplea frecuentemente en la interpretación de anomalías aisladas y para la continuación hacia arriba y hacia abajo.Las derivadas tienden a magnificar las caracteristicas cercanas a la superficie aumentando el poder de la dimensión lineal en el denomindor. Es decir, porque el efecto de la gravedad varía inversamente con la distancia al cuadrado, la primera y la segunda derivada varian como las inversas de la tercera y cuarta potencia, respectivamente (para cuerpos tridimensionales) (Telford WM., 1990).

## 2.3. Gravedad de la tierra

#### 2.3.1. Forma de la Tierra

La verdadera superficie de la Tierra es desigual e irregular, en parte tierra y en parte agua. Para fines geofísicos, la forma de la Tierra está representada por una superficie lisa cerrada, que se llama la figura de la Tierra. La forma y la gravedad de la Tierra están íntimamente asociadas. La figura de la Tierra es la forma de una superficie equipotencial de gravedad, en particular la que coincide con el nivel medio del mar.

Los análisis modernos de la forma de la Tierra se basan en observaciones precisas de las órbitas de satélites terrestres artificiales. Estos datos se utilizan para definir un elipsoide achatado de mejor ajuste, llamado elipsoide de referencia internacional.

#### 2.3.1.1. Esferoide de referencia

modelo básico que supone la tierra formada por capas homogéneas concéntricas y sometida a las fuerzas de la gravedad que tienden a hacerla esférica y a la fuerza centrífuga que tiende a ensancharla en el ecuador, donde ésta es máxima (siendo nula en los polos).

**Elipsoide**: El elipsoide de referencia internacional es la figura de referencia estandarizada de la Tierra. Fórmula de gravedad normal al elipsoide es:

$$g_{norm} = 9780318,5 + 51629,27\sin^2\lambda + 229,5\sin^4\lambda \tag{2.3.1}$$

Donde  $\lambda$  es la latitud.

La gravedad teórica al nivel del mar en el ecuador es, por tanto, de 9780318.5 g.u. Esta fórmula reemplazó una versión anterior de 1930 con constantes ligeramente diferentes (incluida una gravedad ecuatorial al nivel del mar de 9780490 g.u.) (Milsom, 2003).

#### 2.3.1.2. Geoide

El elipsoide de referencia internacional es una aproximación cercana a la superficie equipotencial de la gravedad, pero en realidad es una conveniencia matemática. La superficie fisica equipotencial de gravedad se llama geoide. Refleja la verdadera distribución de masa dentro de la Tierra y se diferencia del elipsoide teórico en pequeñas cantidades.

Es necesario obtener los valores real y teórico de la aceleración de la gravedad (g) para, por diferencia, establecer las anomalías. En ese valor teórico deben considerarse los efectos geográficamente variables debidos a la forma general del planeta (elipsoide de revolución) y su fuerza centrífuga de rotación. En el valor real entran en consideración también las variaciones de densidad locales que son el objetivo de la gravimetría prospectiva. Ese valor real puede ser medido en forma absoluta, respecto al centro de la Tierra y con la mayor precisión posible, o bien en forma relativa respecto a una referencia local.

![](_page_26_Figure_1.jpeg)

**Figura 2.3.1:** Imagen representativa del esferoide de referencia (elipsoide), geoide y la superficie topografica de la Tierra. (a)Una masa fuera del elipsoide; (b) un exceso de masa debajo del elipsoide eleva el geoide por encima del elipsoide. N es la ondulación del geoide (Lowrie, 2007).

# 2.4. Mediciones de gravedad

#### 2.4.1. Mediciones absolutas de gravedad

Historicamente las mediciones absolutas de g (determinaciones de g por si mismas) se realizaron, preferentemente, mediante pendulos (Borda, 1792; Kater, 1817; Ressel-Repsol, 1860). E. Cavendish (1798) determinó por primera vez la constante de gravedad universal G. Los péndulos han sido utilizados también para realizar mediciones relativas (apoyadas en un valor absoluto conocido).

El método clásico de medir la gravedad es con péndulo. Un péndulo simple consiste en un peso suspendido al final de una fibra delgada. Elpéndulo reversible, descrito por primera vez por Henry Kater en 1818, permite mediciones más exactas (usado hasta 1950s la decada de 1950 como instrumento principal de mediciones de gravedad absoluta). Métodos modernos para determinar la aceleración de la gravedad se basan en observaciones de objetos que caen como es el metodo de caida libre (Lowrie, 2007).

La gran mayoría de las mediciones de gravedad se han realizado utilizando medidores con sistemas de resortes inestables (estáticos). Los estudios de gravedad se complican por el hecho de que estos medidores miden las diferencias de gravedad, no las intensidades de campo absolutas (Milsom, 2003).

#### 2.4.2. Mediciones relativas de gravedad

La medicion de gravedad relativa puede ser obtenida de varias maneras y han sido usado tres tipos de instrumentos: el balace de torsion, el péndulo y los gravímetros. Para la prospección es usado el gravímetro.

En los estudios geofísicos, especialmente en la prospección gravitacional, es necesario medir con precisión los pequeños cambios en la gravedad causados por las estructuras subterráneas. Estos requieren una sensibilidad instrumental del orden de 0,01 mgal. El levantamiento gravimétrico generalmente se lleva a cabo con un gravímetro. El gravímetro es un instrumento que determina la variación de la gravedad con respecto a una o más ubicaciones de referencia. En los levantamientos nacionales de gravedad, las variaciones relativas determinadas con un gravímetro pueden convertirse a valores absolutos mediante calibración con mediciones absolutas realizadas en estaciones seleccionadas.

Se distingue los dos siguientes tipos de gravímetros:

#### Gravímetros estables

Los gravímetros estables poseen un solo elemento para equilibrar la fuerza gravitatoria con otra fuerza mensurable a través de un desplazamiento de tipo linear, angular o eléctrico y que se puede amplificar y medir directamente. Para un resorte sencillo por ejemplo el desplazamiento se refiere a una variación en su longitud.

#### Gravímetros inestables:

En los gravímetros inestables también conocidos como astáticos la fuerza gravitatoria está mantenida en un equilibrio inestable con una fuerza restauradora. La inestabilidad se debe a una tercera fuerza la cual intensifica el efecto de cualquiera variación en la gravedad con respecto al valor correspondiente a su equilibrio. Para variaciones pequeñas la tercera fuerza generada por una variación con respecto al equilibrio es proporcional a la magnitud de la variación y actúa en la misma dirección. En este caso, el gravímetro se encuentra en un estado de equilibrio inestable y esto les da una mayor sensibilidad en comparaci ´on con los grav´ımetros estables (Telford WM., 1990). Algunos gravímetros inestables son Gravímetro de THYSSEN; Gravímetro de Lacoste-Romberg, este ultimo utizado en este trabajo.

Las lecturas se convierten a unidades de gravedad utilizando factores de calibración específicos del instrumento individual. Por lo general, los fabricantes los cotizan en miligales, no en gal, por división de escala e implican la inserción arbitraria de un punto decimal en algún lugar de la lectura.

#### 2.4.3. Gravímetro Lacoste & Romberg

Es un gravímetro del tipo inestable, fue el primero en utilizar el resorte de longitud-cero, el cual ahora es usado en la casi todos los gravímetros, se puede consultar la pagina WEB de Lacoste & Romberg donde se pueden encontrar información adicional de interés. Este tipo de instrumentio está constituido por diferentes partes metalicas, por lo que la termostatización de todo el sistema debe ser precisa para cualquier tipo de observación. El diseño le permite la observación de pequeñas variaciones de gravedad.

![](_page_28_Picture_4.jpeg)

Figura 2.4.1: Gravímetro Lacoste & Romberg

### 2.5. Reducción de datos en gravimétria

En gravimetria, más que en cualquier otra rama de la geofísica, los efectos grandes y (en principio) calculables son producidos por fuentes que no son de interés geológico directo. Estos efectos se eliminan mediante reducciones que implican el cálculo secuencial de una serie de

cantidades reconocidas. En cada caso, el signo de la reducción es opuesto al del efecto que está diseñado para eliminar. Un efecto positivo es aquel que aumenta la magnitud del campo medido (Milsom, 2003).

#### 2.5.1. Correctiones gravimetricas

El valor de gravedad observada está influenciado por efectos sobre el punto de observación como: latitud, altitud, topografía alrededor del punto de observación, mareas terrestres, así como cambios laterales en la distribución de la densidad. Generalmente, este último parámetro es mucho menor que la combinación de los otros cuatro.

Entre las correcciones que se deben aplicar a los datos se encuentran:

2.5.1.0.1. Correción por latitud Las correcciones por latitud ( $\Delta g_L$ ) generalmente se realizan restando la gravedad normal (teorica), calculada a partir de la Fórmula de gravedad internacional, de la gravedad absoluta o observada. Para levantamientos no vinculados al sistema de referencia absoluto, se pueden hacer correcciones de latitud local seleccionando una base arbitraria y usando el gradiente teórico Norte-Sur de:

$$dg/dL = 0.811\sin(2\lambda)mGal/km \tag{2.5.1}$$

**2.5.1.0.2.** Corrección por deriva instrumental : se realiza para anular las variaciones por efectos térmicos y mecánicos que afectan al sensor del gravímetro, y por ende eliminar las variaciones en sus lecturas con el paso del tiempo. La curva de gravedad diaria observada permite identificar la variación que se debe repartir entre todas las lecturas realizadas en el día (Seigel et al., 1995; Telford WM., 1990).

Una manera de corregir la deriva instrumental es suponiendo que los valores de las lecturas cambian linealmente en el tiempo, por lo cual se elige una estacion como base, esto quiere decir, que después de un tiempo se debe volver a medir la estacion, para ver cual fue el cambio de la lectura y calcular una pendiente entre ellas.

$$\Delta g_{CD(i)} = \frac{\Delta g'}{\Delta t'} * t_{(i)} \tag{2.5.2}$$

en donde  $\Delta g_{CD}$  es la correccion por deriva, t es el tiempo en que se realizó la medición, i va desde 1 hasta la cantidad total de estaciones.  $\frac{\Delta g'}{\Delta t'}$  es la pendiente y viene dado por :

$$\frac{\Delta g'}{\Delta t'} = \frac{g_{f(base} - g_{i(base)}}{t_f - t_i} \tag{2.5.3}$$

El tiempo maximo entre lecturas de la estación base depende de la presición que se busca, pero generalmente es de 3 o 4 horas. No es necesario utilizar la misma estacion base, se puede ir cambiando por estaciones de control de la deriva dinámica.

**2.5.1.0.3.** Correción por aire libre calcula la disminución de la gravedad a medida que aumenta la distancia al centro de la Tierra, sin tener en cuenta la masa ubicada entre las estaciones de referencia y de medida. Esta corrección requiere valores de altura de alta precisión (Ec. 2.5.4). Este valor se suma cuando el punto de observación esta por encima de la referencia y, en el caso contrario se resta (Telford WM., 1990; Nettleton, 1976).

La corrección de aire libre no presta atención a la densidad del material entre la elevación de medición y el elipsoide. Es una corrección sencilla para la disminución de la aceleración gravitacional con la distancia desde el centro de la Tierra.

$$\Delta g_{FA} = \pm 0.3086 * h[mgal] \tag{2.5.4}$$

h es la variación de altura entre dos puntos (m).

Hay otro metodo de calcular la corrección por Aire libre, Este metodo es más realista, ya que como se sabe que la tierra tiene forma de elipsoide achatado en los polos, el radio cambia con la latitud, al igual que la gravedad

$$\Delta g_{FA} = 2hg_0/R \tag{2.5.5}$$

donde se considera  $g_0$  como la gravedad obtenida por la correción por latitud y R es el radio correspondiente a la latitud donde se ubica la estación definido como:

$$R = \frac{c}{\sqrt{1 - e^2 \operatorname{sen}^2(90 - \phi)}}$$
(2.5.6)

en donde c es el radio polar, e es la excentricidad y  $\phi$  la latitud.

2.5.1.0.4. Correción de Bouguer Dado que las masas topográficas están distribuidas irregularmente, sus efectos son difíciles de calcular con precisión y es necesaria una aproximación. El enfoque más simple supone que la topografía se puede representar mediante una placa plana que se extiende hasta el infinito en todas las direcciones, con densidad constante y un espesor igual a la altura de la estación de gravedad sobre la superficie de referencia.

elimina la atracción que genera el material entre la estación de medida y el nivel de referencia, como si la estación estuviera ubicada en el centro de una extensa placa horizontal, de densidad

![](_page_31_Figure_1.jpeg)

**Figura 2.5.1:** Correción de Bouguer. Las correcciones son por las desviaciones de la topografía de una superficie paralela al nivel del mar a través de la estación de gravedad, y no del nivel del mar en sí, y siempre son positivas (Milsom, 2003).

y espesor uniforme y, estima la gravedad de las dos estaciones, como si estuvieran a la misma altura (Ec. 2.5.7). Para estaciones ubicadas por encima de la altura del nivel de referencia, esta corrección se resta, y para las que están por debajo del nivel de referencia, el efecto se suma.

$$\Delta g_{BP} = 2\pi G \rho h \tag{2.5.7}$$

Donde  $\rho$  es la densidad, G es la constante gravitacional y h es la altura de la estación. Considerando  $G = 6,674 \cdot 10^{-11} \frac{Nm^2}{kg^2}$ , y el valor de la densidad de la corteza terrestre ( $2670 kgm^{-3}$ ) la corrección de Bouguer se expresa por :

$$\Delta g_{BP} = 0.0419h[\frac{mGal}{m}] \tag{2.5.8}$$

La gravedad de Bouguer se determina en los puntos donde se realizan las mediciones, hecho que debe tenerse en cuenta en la interpretación.

En la fig.2.5.1 el efecto de la masa M registrada en el punto de observación P no se ve alterado por estas correcciones. Sigue siendo el efecto de un cuerpo a una distancia 2h por debajo de P, no en el punto P' a una distancia h por debajo de él. Las correcciones no eliminan misteriosamente el efecto de la masa m, por encima de la superficie de referencia, ya que la corrección de Bouguer asume una densidad constante.

**2.5.1.0.5.** Correción Topografica compensa los efectos por exceso o defecto de masa de la topografía real sobre la placa de Bouguer. La gravedad observada está influenciada por los contrastes topográficos alrededor del punto de observación. Esta corrección es siempre positiva; en los valles la corrección de Bouguer ha restado un efecto no existente y se compensa con esta corrección y en zonas montañosas no se ha tenido en cuenta el efecto de las masas que existen con la altitud.

Existen varios metodos para realizar las correciones topograficas, todas requieren conocimiento detallado del relieve cercano a la estación y un buen un mapa topografico que extienda considerablemente por la zona de estudio. La zona de estudio se considera un cilindro vertical; tomando la base del cilindro como la plantilla de trabajo que se divide en círculos concéntricos y líneas radiales, que dividen el cilindro en segmentos, cuyas áreas incrementan con la distancia desde el centro (Telford WM., 1990; Lowrie, 2007; Milsom, 2003).

![](_page_33_Figure_1.jpeg)

(c) vista ampliada de un solo sector

![](_page_33_Figure_3.jpeg)

El efecto de la gravedad en un sector unico se calcula por la siguiente fórmula:

$$\delta g_T(r,\theta) = G\rho\theta \left\{ (r_0 - r_i) + \sqrt{r_i^2 + \Delta z^2} - \sqrt{r_0^2 + \Delta z^2} \right\}$$
(2.5.9)

donde *theta* es ángulo del sector (radianes),  $\Delta z = ||z_s - z_a||$ ,  $z_s$  es la altura de la estación,  $z_a$  es la altura media del sector, y  $r_0$  y  $r_i$  son los radios externo y interno del sector donde está ubicada la estación. La corrección topografica es la suma de todas las contribuciones de todos los sectores:

$$\Delta g_T = \sum_r \sum_{\theta} \delta g_T(r,\theta) \tag{2.5.10}$$

### 2.6. Densidad de las rocas

La densidad de las rocas en las proximidades de un perfil de gravedad es importante para el cálculo de la placa de Bouguer y las correcciones del terreno. La densidad se define como la masa por unidad de volumen de un material.

La unidad de densidad del SI es  $kg/m^3$ , pero el  $Mg/m^3$  se usa ampliamente ya que los valores son numéricamente los mismos que los del antiguo sistema c.g.s en el que el agua tiene densidad unitaria. La mayoría de las rocas de la corteza tienen densidades de entre 2.0 y 29  $Mg/m^3$ . En los primeros estudios de gravedad se adoptó una densidad de 2.67  $M/gm^3$  como estándar para la corteza superior y todavía se usa ampliamente en el modelado y en el cálculo de correcciones de elevación para mapas de gravedad estandarizados (Milsom, 2003). Rangos de valores de densidades de rocas y/o minerales son mostrados en la tabla 2.6.1.

Common rocks	
Drysand	1.4 - 1.65
Serpentinite	2.5 - 2.6
Wetsand	1.95 - 2.05
Gneiss	2.65 - 2.75
Coal	1.2 - 1.5
Granite	2.5 – 2.7
Chalk	1.9 - 2.1
Dolerite	2.5 - 3.1
Salt	2.1 – 2.4
Basalt	2.7 – 3.1
Limestone	2.6 - 2.7
Gabbro	2.7 – 3.3
Quartzite	2.6 - 2.7
Peridotite	3.1 - 3.4
Ore minerals	
Sphalerite	3.8 - 4.2
Galena	7.3 - 7.7
Chalcopyrite	4.1 - 4.3
Chromite	4.5 - 4.8
Pyrrhotite	4.4 - 4.7
Hematite	5.0 - 5.2
Pyrite	4.9 - 5.2
Magnetite	5.1 – 5.3

Cuadro 2.6.1: Densidad de rocas común y o minerales  $(Mgm^{-3})$  (extraído de Milson, 2003)

#### 2.6.1. Estimación de la densidad

La densidad de las rocas en las proximidades de un perfil de gravedad es importante para el cálculo de la placa de Bouguer y las correcciones del terreno. La densidad se define como la masa por unidad de volumen de un material. Las formulas para  $\Delta g_T$  y  $\Delta g_{BP}$  dadas por las euaciones (2.5.9) y (2.5.8) respectivamente, requieren la densidad en  $kgm^{-3}$  SI.

La densidad cercana a la superficie del material debajo de una colina se puede determinar mediante un método ideado por Nettleton (Nettleton, 1939) que compara la forma de una anomalía de gravedad de Bouguer con la forma de la topografía a lo largo de un perfil. El método utiliza la corrección de elevación combinada ( $\Delta g_{FA} + \Delta g_{BP}$ ) y la corrección del terreno ( $\Delta g_T$ ), que dependen de la densidad. La corrección del terreno es menos importante que la corrección de la placa de Bouguer y, por lo general, puede pasarse por alto.

Para determinar el valor de densidad del estudio, se evalúa la Anomalía de Bouguer a lo largo de un perfil, en un rango de densidades y se grafica conjuntamente con la topografía del perfil.
El valor de densidad seleccionado estará determinado por la curva de anomalía de Bouguer que tenga menor correlación con el perfil topográfico



**Figura 2.6.1:** Perfil de Anomalia simple de Bouguer, evaluado para un rango de densidad entre 1.7 y 2.6  $gr/cm^{-3}$  y la caracteristica topografica del perfil (Nettleton, 1976). El valor de densidad adecuado es de 2.2  $gr/cm^{-3}$  que corresponde a la curva que muestra menor correlación a la curva de topografía.

## 2.7. Anomalía de Bouguer Completa

Se obtiene al aplicar todas las correciones anteriores a los valores observados en cada estación. La Anomalía de Bouguer Completa está dada por la ec.(2.7.1):

$$ACB = g_m + (\Delta g_{FA} - \Delta g_{BP} + \Delta g_T + \Delta g_{deriva}) - g_n \tag{2.7.1}$$

En esta fórmula  $g_m$  es valor medido;  $g_n$  es el valor de gravedad de referencia; $\Delta g_{FA}$  es la corrección por aire libre  $\Delta g_{BP}$  es la corrección de Bouguer;  $\Delta g_T$  es la corrección topografica;  $\Delta g_{deriva}$  es la corrección por deriva instrumental y  $g_{\lambda}$  es la corrección por latitud.

El valor de  $\Delta g_n$  corresponde a la variación de la gravedad en la estación base establecida como estación de referencia y no al valor teórico obtenido a partir de la aplicación de la relación del esferoide de referencia. Para el levantamiento de información se establece una estación como base para evaluar la variación diaria de la gravedad y posteriormente, todas las estaciones ocupadas se reducen con relación a dicha estación (Telford et al., 1976).

Con la ACB se puede comparar la gravedad teórica con la medida u observada siendo esta la variable que se utiliza a la hora de interpretar cualquier prospección gravimétrica.

Para la anomalía de Aire Libre solo se aplica la corrección por latitud  $(\Delta g_L)$  y la corrección de aire libre:

$$g_F = g_m + (\Delta g_{FA} + \Delta g_T + \Delta g_{deriva} - g_\lambda) - g_n \tag{2.7.2}$$

### 2.8. Interpretación de Anomalias de gravedad

La ACB refleja las variaciones laterales de densidad de la corteza superior, de manera que características de alta densidad en un medio de baja densidad deben refleja anomalía de Bouguer positivas, en tanto que características de baja densidad en un medio de alta densidad deben mostrar anomalías de Bouguer negativas (Lowrie, 2007; Telford et al., 1976).

### 2.8.1. Separación de fuentes regional - residuales

Por lo general, un mapa de anomalías de gravedad de Bouguer contiene anomalías superpuestas de varias fuentes. Las anomalías de longitud de onda larga debidas a contrastes de densidad profundos se denominan anomalías regionales. Son importantes para comprender la estructura a gran escala de la corteza terrestre bajo las principales características geográficas, como cadenas montañosas, cordilleras oceánicas y zonas de subducción. Las anomalías residuales de onda corta se deben a masas anómalas poco profundas que pueden ser de interés para la explotación comercial. El conocimiento geológico es fundamental para interpretar las anomalías residuales (Lowrie, 2007).

La ACB ( $\Delta g_{CB}$ , es el resultado de contribuciones de efectos gravitatorios de masas ubicadas tanto a niveles superficiales como profundos (Ec. 2.8.1). La componente regional o profunda ( $\Delta g_{reg}$ ) de la ACB, genera anomalías gravimétricas en superficie, de longitudes de onda larga o bajas frecuencias, asociadas con gradientes horizontales suaves; ya la componente residual ( $\Delta g_{res}$  asociada con fuentes superficiales, genera anomalías de longitudes de onda intermedias mostrando mapas con gradientes horizontales más abruptos.

$$\Delta g_{CB} = \Delta g_{reg} + \Delta g_{res} \tag{2.8.1}$$

La separación de anomalías de origen regional y local es un paso importante en la interpretación de un mapa de gravedad. El análisis puede basarse en perfiles seleccionados en alguna estructura o puede involucrar la distribución bidimensional de anomalías en un mapa de gravedad.

Se han aplicado numerosas técnicas a la descomposición de una anomalía gravitacional en sus partes constituyentes. Varían en sofisticación, desde una simple inspección visual del patrón de anomalía hasta un análisis matemático avanzado. Enseguida se describen algunas tecnicas o metodos más utilizados para separar las anomalias regionales de las residuales.

### Regresión y ajuste de superficie polinómica (Analisis Visual):

La forma más sencilla de representar la anomalía regional en un perfil de gravedad es ajustando visualmente la tendencia a gran escala con una curva suave 2.8.1. El valor de la gravedad regional dado por esta tendencia se resta punto por punto de la anomalía gravitatoria de Bouguer. Este método permite al intérprete ajustar curvas que dejan anomalías residuales con un signo apropiado para la interpretación de la distribución de densidad. Este enfoque puede adaptarse al análisis de un mapa de gravedad suavizando visualmente las líneas de contorno.



Figura 2.8.1: Caption

**Análisis Espectral:** Al procesar mapas de campos de potencial gravimétrico, el trabajo se facilita si se procesa la información en el dominio de la frecuencia espacial.

### Transformada de fourier

Este metodo consiste en aproximar la anomalía de gravedad a funciones armónicas, logrando transferir la información al espectro de amplitudes. Para transformar la información del dominio del espacio al dominio de la frecuencia, se utiliza el análisis de Fourier (Gómez et al., 2001). La transformada de Fourier para un campo de potencial gravimétrico en dos dimensiones (g(x, y)), está dado por (ec.2.8.2)

$$G(k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x, y) \cdot e^{-2\pi (k_x x + k_y y)i}$$
(2.8.2)

Con  $k_x = 2\pi/\lambda_x$  y  $k_y = 2\pi/\lambda_y$  el valor de las frecuencias según la dirección x e y respectivamente.

 $\lambda,$  la longitud de onda y knúmero de onda.

Esta ecuación asume que las observaciones  $\Delta g(x, y)$  se pueden representar mediante una función continua definida sobre un plano  $x \, y$  infinito, mientras que de hecho los datos son de extensión finita y se conocen en puntos discretos de una grilla. Los algoritmos informáticos eficientes permiten el cálculo rápido de la transformada de Fourier G(x, y) de la anomalía de gravedad  $\Delta g(x, y)$ .

La señal transformada se puede manipular fácilmente en el dominio de Fourier por convolución con una función de filtro y el resultado se desconvoluciona de nuevo en el dominio espacial. Esto permite examinar los efectos de filtrado de paso alto (efectos residual) y bajo ( efectos regionales) de la anomalía observada (la anomalía regional presenta una baja frecuencia y gran amplitud de onda, ocurriendo lo opuesto en el caso de las anomalías residuales), que puede ayudar en su interpretación (Lowrie, 2007).

### 2.9. Modelos de Anomalías Gravimétricas

En particular, es importante darse cuenta de que la interpretación de las anomalías gravitacionales no es única; diferentes distribuciones de densidad pueden dar la misma anomalía

### 2.9.1. Problema directo

El modelado directo, conocido también como modelo iterativo, es una técnica ampliamente utilizada en interpretación en conjuntos de datos geofísicos. La utilización de esta técnica a la interpretación gravimétrica comprende los siguientes pasos: 1. Primeramente el establecimiento a priori de un modelo aproximado compatible con los datos geológicos conocidos. 2. Cálculo de la anomalía de la gravedad generada por el modelo a lo largo de uno o dos perfiles ( $\Delta g_{cal}$ ). 3. Una vez calculada la anomalía generada por el modelo se pasa a comparar la calculada ( $\Delta g_{cal}$ ) con la observada ( $\Delta g_{obs}$ ). 4. El siguiente paso comprende el ajuste de parámetros para obtener una mejor correspondencia entre anomalías calculadas y anomalías observadas. 5. Repetición de los pasos del 2 al 4 hasta obtener un residual en cada punto menor que el preestablecido como el adecuado para la aproximación.

En este trabajo se construyó el modelo a partir de cilindros horizontales. En este modelo, se estima la profundidad calculando el efecto gravitatorio que ejerce el cilindro sobre la superficie terrestre a lo largo de un perfil perpendicular con respecto al eje longitudinal del mismo.

#### Parametrización por Barras Cilíndricas Horizontales

La parametrización por elementos cilíndricos horizontales es similar a la de esferas excepto por

los elementos geométricos que en este caso son las barras. El cálculo de la componente vertical de la anomalía gravimétrica (gz) producida por una solo barra horizontal se realiza de acuerdo con la fórmula (Telford et al., 1976):

$$g_z(x) = \frac{2G\pi\rho r^2 z_c}{\left[(x - x_c)^2 + z_c^2\right]} \cdot \left[\frac{L}{\left[L^2 + (x - x_c)^2 + z_c^2\right]^{1/2}}\right]$$
(2.9.1)

donde  $2G\pi$  es una constante que en el S.I. vale 4,  $19 \cdot 10^{-10} kg^{-1} m^3 s^{-2}$ ,  $\Delta \rho = \rho - \rho_e$  es el contraste entre las densidades  $\rho$  (del cilindro horizontal) y  $\rho_e$  (de la roca huésped), r es el radio, L es sumedia longitud, xc y zc representan las coordenadas de la posición de su centro y x a posición genérica en la línea de adquisición en la superficie de observación.

### 2.9.2. El problema inverso

El problema de inversión consiste en la linealización de un conjunto de ecuaciones en las cuales se asume la forma de la estructura. La resolución del sistema nos proporcionara el tamaño, profundidad y densidad de la estructura anómala.

El objetivo de la modelación gravimétrica es obtener imágenes de la geometría y distribución de densidad del subsuelo, cuya respuesta gravimétrica se ajuste a las anomalías observadas. En gravimetría se puede utilizar como valor observado la ACB o su componente residual, dependiendo de la profundidad máxima del modelo.

# Capítulo 3

# Metodología

Teniendo en cuenta que el objetivo del trabajo es originar modelos geológicos que contribuyeran a la comprensión del área de estudio, se desarrolló un flujo de trabajo que permitió la adquisición, procesamiento e interpretación en conjunto de la información existente y generada, el cual se pudo separar en las siguientes etapas:



Figura 3.0.1: metodologia utilizada para alcanzar los objectivos de este trabajo.

## 3.1. Aquisición de datos

En la adquisición de datos gravimétricos es necesario considerar una variedad de aspectos logisticos, tecnicos, instrumental que permitan realizar una adquisición que cumpla con los objectivos propuestos y también disminuir el mayor número de errores posibles al realizar la toma de datos, o en su defecto tener conocimiento real de los mismos.

En la adquisición de los datos gravimétricos se realizan una serie de passos previos como se observa en la figura 3.1.1.

En el marco del curso de prospección geofisica se realizó el trabajo de campo para gravimétria en la región de Ñuble, entre las coordenadas  $72.36^{\circ}$  y  $71.35^{\circ}$  de longitud oeste y entre los  $36.1^{\circ}$  y  $36.70^{\circ}$  de latitud sur. A este perfil le denominamos "perfil Chillán"que tiene aproximadamente 43 kilometros de longitud. se diseñó un perfil compuesto por 27 estaciones distanciadas entre 800 metros y 2100 metros que corresponden a los puntos de medición distribuidas en un perfil transversal E-W.

### 3.1.1. Instrumental geofísicos

En la camapaña se utilizó el gravímetro Lacoste & Romberg. El gravémtro Lacoste Romberg hace parte de los equipos para realizar mediciones relativas de gravedad, es decir, mide la diferencia de gravedad de una estación a otra. En la actualidad, existen dos tipos de gravímetros para medidas relativas de gravedad, con diferentes configuraciones de balance del resorte. Los astáticos o inestables, y los estables. Los primero operan en un estado cercano al equilibrio inestable, lo que les da una gran sensibilidad mecánica. Los medidores de Lacoste-Romberg funcionan en este principio. Los gravímetros estables son más simples en principios mecánicos, pero requieren una alta precisión de detección de la posición de la masa de prueba.

se utilizó también un gps simple de terreno para obtener las coordenadas geograficas y las cotas (altimetria) de los puntos de mediciones. Las estaciones fueron ubicadas a lo largo de la carretera.

En cada estación gravimétrica se tomaron dos a cinco datos, con una variación máxima entre ellos de 0.001 mGal y, en un lapso de tiempo no superior a los seis minutos.

Se tomó como estación de referencia (estación base relativa) la estación 1 (base 1) ubicada en Huechupin con coordenadas 36.62346° Sur y 72.35531° Oeste a una altura de 88 metros s.n.m.m. Al utilizar la estación (1) como referencia, se le asignó un valor de gravedad absoluta arbitrario de cero, de acuerdo con lo propuesto por Telford,1976 y Reynolds, 1997; y se continuó con las correcciones estándar.



Figura 3.1.1: Método utilizado para la adquisición de los datos

## 3.2. Procesamiento

El procesamiento de los datos gravimétricos tomados en este trabajo se realizó considerando que la gravedad observada es el resultado de la sumatoria de un conjunto de fenomenos que afectan la lectura del gravímetro en el momento de la adquisición. El procesamiento de los datos gravimétricos fue ejecutado en dos fases (figura 3.2.1), en la fase uno se generaron los archivos de datos y en la fase dos se aplicó un análisis geoestadístico a los datos.



Figura 3.2.1: Secuencia de procesamiento de datos gravimétricos.

Los datos verificados fueron importados en el programa Matlab en un formato mostrado en la Tabla 3.2.1. Luego se promediaron las horas de cada estación, así como los valores de gravedad observada y cada circuito fue corregido por deriva instrumental.

Cuadro 3.2.1: Encabezado para los datos gravimétricos.

Los datos tomados con el gravímetro vienen dados en çuentas". Previo a la realización de cualquier correción es necesario convertir los datos, de cuentas a mGal que son los valores reales de gravedad. Para este procedimiento se usan factores de conversión los que son proporcionados por el instrumento de medicion utilizado. Esta conversión no cambia la forma de la grafica, sólo modifica los valores de la medición. Existe una tabla de conversion para valores de cuentas entre 0 a 7000, en donde se ve que el factor de conversion varía cada 100 cuentas

### 3.2.1. Generación de archivos de datos

En esta fase se realizan los cálculos necesarios para obtener las Anomalías gravimétricas de los datos adquiridos para el perfil Chillán.



Figura 3.2.2: Metodologia para calcular las Anomalías de Aire libre y de Bouguer

### 3.2.1.1. Correción por deriva instrumental

Dichas derivas se determinan mediante la repetición de mediciones realizadas en una estación base, cuyo valor de gravedad se ha establecido previamente, al menos al inicio y al final del levantamiento del día. La lectura al inicio del día establecerá la corrección por el desplazamiento de todas las mediciones de ese día y por la deriva residual acumulada desde el inicio del levantamiento. La diferencia entre la lectura al final del día y la del comienzo del día determinará la tasa de deriva residual para ese día. Luego, esta deriva se distribuirá linealmente a todas las mediciones intermedias de ese día, de acuerdo con la hora de cada medición. Para esa correción se usaron las ecuaciones 2.5.2 y 2.5.3 descritas en el capitulo anterior, se usó la primera estación, en donde se volvió a la estación base. El segundo día, igual se usó la primera estación como base, luego se tomaron los datos desde la primera hasta la decima estación base para luego seguir desde la estación 11 hasta la 14, volviendo nuevamente a la primera estación. El tercer día se usó como base la estación 14, luego se tomaron los datos desde la decimacuarta estación hasta la vigesima cuarta estación, finalizando con la medición de la base 14.

### 3.2.2. Cálculo de la Anomalía de Aire Libre

Para obtener la anomalía de aire libre se requiere aplicar los valores de gravedad observados de cada estación (en miligales), ciertas correcciones con el objectivo de reducirlos a un nivel de referencia común. (figura 3.2.3).



Figura 3.2.3: Pasos para calcular la anomalía de aire libre para el perfil chillán.

La corrección por latitud se obtiene al reemplazar el valor de  $\phi$  (latitud) de cada una de las estaciones en la ecuación 2.5.1 (Congreso Mundial de Geofísica).

Para aplicar la **Correción de Aire libre** Para aplicar se debe conocer las alturas de cada una de las estaciones.La primera forma de obtener la corrección por aire libre fue reemplazando la altura de cada estación en la ecuación 2.5.4, la cual considera el radio y la gravedad teórica promedio de la Tierra. La Segunda forma de obtener es usando la ecuación 2.5.5 en que se considera  $g_0$  como la gravedad obtenida por la correción por latitud y R el radio correspondiente a la latitud donde se ubica la estación.

Una vez que todas estas correccciones han sido aplicadas a los datos gravimétricos, se obtiene la **Anomalía de Aire libre** en cada estación mediante la relación:

$$AAL = G_{obs} \pm C_{airelibre} - G_n. \tag{3.2.1}$$

### 3.2.3. Cálculo de la Anomalía Bouguer

Para obtener la Anomalía de bouguer se requiere aplicar a los valores de gravedad observados de cada estación ciertas correcciones como se especifica en la Figura 3.2.4

#### Correción de Bouguer

Para realizar la correción de Bouguer se aplicó la ecuación 2.5.7. El valor de densidad de reducción o de la placa de Bouguer utilizado para esta corrección fue de  $2,7gr/cm^3$ , de acuerdo



Figura 3.2.4: Pasos para calcular la anomalía de Bouguer.

con la metodología propuesta por Nettleton, 1976. Con este valor de corrección, se calculó la Anomalía Simple de Bouguer (ASB), sumando o restando el valor de la corrección, según sea el caso, al gradiente de la anomalía de aire libre.

#### Correción por Topografica

La zona de estudio presenta fuertes contrastes topográficos, que hace necesario realizar corrección topográfica para disminuir los efectos de exceso o déficit de masa en las vecindades de las estaciones de medida. Para realizar esta corrección se utilizó la plantilla de Hammer, que consta de subdivisiones concentricas con secciones de la A a la J (ver figura 2.5.2), de las cuales se debe tener los valores de diferencia de altura de cada una respecto a la estacion, en donde A es la estación misma y para las subdiviciones de las secciones B y C se obtuvo la diferencia de altura en terreno, mientras que para las subdivisiones de las secciones de la D a la J se obtuvo la altura con la ayuda de un mapa topografico del IGM, para así sacar la diferencia de altura entre estas y la estación (cota tomada por GPS de la estación de gravedad observada). Estos valores de diferencias de alturas y los valores de  $\theta, r1, r2$  entregados por la plantilla de Hammer, son usados en la ec. 2.5.9 que nos entrega la correción de terreno, el  $\rho$  usado es la densidad de la corteza terrestre  $\rho = 2670 kg/m^{-3}$ .

#### Anamolía de Bouguer

Aplicadas todas las correciones, usando la ecuación 2.7.1 se obtiene entonces la Anomalía completa de bouguer (ACB).

## 3.3. Determinación de la densidad

A partir de la anomalía de gravedad de interés se determinó la densidad representativa de la zona a través del método de Netletton(1939), Se considera la anomalía de Bouguer, para diferentes densidades, con objetivo de conocer con cual es la que posee una menor correlación con su topografía. Antes de aplicar cualquier metodo de obtención de densidad, se aplica la Transformada de Fourier a la Anomalía de Bouguer para rehacer la curva, para ello se requiere que los puntos sean equidistantes, por lo que se interpoló la curva de Anomalía de Bouguer.

### 3.4. Separación Regional - residual

Existen variadas metodologías para la separación de anomalías gravimetricas como se describe en el Marco teorico, Uno de los metodos para separar la anomalía residual y regional es utilizando las series y transformada de Fourier. Para el proceso de separación regional-residual se utilizó el análisis espectral. El primer paso fue pasar la señal de entrada (Anomalia de bouguer con los puntos equidistanciados) del dominio espacial al dominio de frecuencias por medio de series y transformadas de fourier. El segundo paso fue graficar el espectro de amplitud en función de la frecuencia y luego escoger el rango de frecuencias de interés (Cuando se grafica la frecuencia en función del logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representada por una función lineal). Se filtró las bajas frecuencias por medio de un filtro pasa-bajo (deja pasar longitudes de ondas largas) es decir se rechazaron las frecuencias altas (superiores a  $2,41 \cdot 10^{-5}[Hz]$  en este caso) y se obtuvo la Anomalía regional. Una vez generada la componente regional, la residual se obtiene sustrayendo la regional de la ACB (ecuación 2.8.1).

### 3.5. Modelado

El objetivo de elaborar un modelo gravimétrico es obtener una imagen de la geometría y distribución de densidades del subsuelo, donde la respuesta gravimétrica se ajuste a las anomalías observadas y el detalle del modelo dependerá de la distribución espacial de los datos medidos y de la escala de trabajo. Es de aclarar que no existe un modelo único y verdadero, un mismo perfil puede tener varios modelos por el principio de no unicidad; sin embargo, su validez estará soportada por la correlación con la información geológica y geofísica disponible para ajustar el modelo.

A partir de esta nueva Anomalía de Bouguer se construyó un modelo gravimétrico a través de cilindros enterrados de forma horizontal bajo la superficie, con 2 interfaces generadas por de una función aleatoria, las cuales tienen como fin separar zonas con distintas densidades. La grilla de calculo utilizada fue de  $80[m] \times 80[m]$ . Este modelo fue ajustado en términos de la densidad, profundidad y extensión de manera de generar una anomalía de gravedad similar a la observada (modelación directa). Para obtener los modelos del subsuelo se usó el perfil completo y se trabajó

con la geología de la zona para ajustar los bloques de basamento en los modelos para anomalia residual y la regional.

la grilla para estos caso fue desde el valor de la estacion siendo referenciada en este caso cero (ya que llevamos la estación de referencia a cero), hasta los -7000 m de profundidad y para el ancho se le agregó la 1/3 del largo total a cada lado. Ademas el largo de la barra es de 2000 m.

El ajuste del modelo fue realizado tras una gran número de interaciones obteniendose un resultado satisfactorio al referenciar nuestra anomalía de Bouguer al primer punto del perfil, es decir, se fijó el primer punto, como punto de referencia relativa, asignandole el valor 0 tanto para su anomalía de Bouguer como para su densidad. Posteriormente se realizó otro modelo referenciando el último punto del perfil como referencia relativa que nos dió resultados más satisfactorio. De este modo para un correcta interpretacion, al obtener los valores de densidades del modelo solo hubo que sumarles el valor de densidad correspondiente al punto inicial del perfil.

Finalmente se calculó el error cuadrático medio (RMS) entre lo que se observó y modelo.

## Capítulo 4

## Resultados y Análisis

En este capítulo se presentarán los resultados obtenidos luego de haber aplicado la metodología en la data adquirida a través de mediciones de gravedad.

## 4.1. Gravedad observada

Con el valor de gravedad promedio en cada estación y realizada la corrección por deriva diaria, se obtuvo el valor de la gravedad observada, en un rango entre 3543 y 3658 mGal. En la figura 4.1.1 en rojo se muestra la gravedad observada sin ningún tipo de corrección y en color negro, la misma pero aplicada la corrección por deriva instrumental. La variación máxima de la deriva instrumental fue de 0,29[mGal]. Cabe señalar que la referencia relativa utilizada fue la primera estación del perfil.



Figura 4.1.1: Gravedad observada.

## 4.2. Correcciones de tercer orden

### Correción por Aire libre

En la figura 4.2.1 se presenta la correción por altura. Se utilizaron dos métodos para realizar esta corrección. El primero (en negro) utiliza el radio promedio de la Tierra y la aceleración de gravedad promedio, y el segundo (en azul), ajusta el radio y la aceleración a la latitud de la estación como se mencionó en la metodología.



Figura 4.2.1: Corrección de Aire Libre

Ambos métodos siguen la misma forma, el resultado no se ve modificado. Apenas presentan una diferencia maxima de 0,29*mgal* por lo que se pueden usar cualesquiera de los dos procedimientos para el cálculo de las anomalias de gravedad.

Luego de aplicar las correcciones que eliminaban los efectos de la deriva instrumental, la posición geográfica de las estaciones y la altura en la cual se encuentran, se obtuvo la Anomalía de Aire Libre que se muestra en la figura 4.2.2.



Figura 4.2.2: Anomalia de Aire Libre y Topografia del perfil. Esa AAL tiene como referencia el primer punto del perfil.

### Correción de Bouguer

El valor de densidad de reducción o de la placa de Bouguer utilizado para esta corrección fue de  $2.7gr/cm^3$ , de acuerdo con la metodología propuesta por Nettleton, 1976. El rango de esta corrección está entre 7 y 33.2 mGal.



Figura 4.2.3: Corrección de bouguer

### Correción Topográfica

Se eliminaron todos los efectos producto de los detalles topográficos alrededor de la estación. Obteniendo para esta corrección, utizando el DEM (Modelo Digital de elevación), variaciones entre los 0,008 e 0.11 mGal y entre los 0.06 - 10.7 mgal usando el mapa topográfico del IGM.

## 4.3. Anomalía Completa de Bouguer

Hechas todas las correcciones pudimos obtener los valores de gravedad de la zona, provocados solo por la variación de densidad mediante la Anomalía de Bouguer.

La anomalía de Bouguer se calculó con los dos valores de la corrección de terreno (modelo digital de elevación y mapa cartográfico del IGM), para ver la diferencia existente entre utilizar el DEM y el mapa cartográfico del IGM.



**Figura 4.3.1:** Anomalía de Bouguer. En azul: utilizando corrección topográfica a partir del modelo de elavación digital (DEM); en negro: utilizando el mapa cartográfico del IGM para la zona de estudio.

Desde aqui los resultados y análisis de los valores de gravedad serán relativos al primer y/o al último punto del perfil.

En la figura 4.3.2 se muestra la Anomalía de bouguer relativa al primer punto de nuestro perfil (extremo oeste).También se muestra el resultado usando el último punto del perfil (la estación del extremo este) como referencia relativa o sea, fijando el valor relativo en cero para esta estación tal como se muestra en la figura 4.3.3. El perfil proporciona una descripción gráfica de la estructura geológica entre el valle Central y la cordillera de la Costa.



Figura 4.3.2: Anomalía Completa de Bouguer relativa al primer punto del perfil (estación 1).



Figura 4.3.3: Anomalía completa de Bouguer relativa al punto 27 de nuestro perfil.

El perfil de anomalía de Bouguer (AB) expuesto en las figuras 4.3.2 y 4.3.3, está caracterizado por un alto y un bajo a lo largo de toda su extensión, lo que refleja la geología estructural del

área. El perfil posee un alto absoluto en su extremo oeste (Huechupin/El Guape) cerca de la entrada a Chillán con valores entre 65 a 78 mGal, asociados a contrastes altos de densidad y a una roca intrusiva (Cpg) que aflora en esta zona. El mínimo oscila entre -4 a 10 mgal y entre los 10 y 25 km se observa la caída brusca (casi vertical) en el valor de la Anomalía de Bouguer, un gradiente de aproximadamente 60 mGal.

### 4.3.1. Separación Componente Residual - Regional

La anomalía gravimétrica es la superposición de efectos profundos, asociados con grandes longitudes de onda o bajas frecuencias; así como superficiales, identificados con longitudes de onda corta o altas frecuencias. Dependiendo del objetivo del estudio, se centra la atención en una u otra, por lo que es necesario realizar una separación de estas dos contribuciones.

Se mostrará el detalle de los resultados para la Anomalía de Bouguer obtenida a través de los filtros pasa bajo y pasa alto.

Se observa en la figura 4.3.4b que fueron elimanados los efectos altas frecuencias a través de un filtro pasa bajo, resultando una nueva anomalía suavizada, en donde se observa la tendencia regional de gravedad. Cabe destacar que se tomó el primer punto del perfil como referencia. Las figuras 4.3.4a y 4.3.5a muestran el espectro de Fourier con los filtros de baja y alta frecuencias respectivamente, que fueron aplicados a la señal para separar sus componentes respectivas, haciendo una convolución del filtro pasa bajo con la señal se obtiene la Anomalía regional, y realizando la convolución del filtro pasa alto se obtiene la Anomalía residual.



**Figura 4.3.4:** Anomalía filtrada y espectro de frecuencias. La figura (a) se muestra el espectro de frecuencias de fourier con el filtro pasa bajo; La figua (b) muestra la Anomalía de Bouguer original (en azul) y la Anomalía regional (en rojo) resultante al aplicar un filtro pasa bajo a los datos de anomalía Original.



**Figura 4.3.5:** Anomalías de Bouguer. La figura (a) se muestra el espectro de frecuencias de fourier con el filtro pasa alto; La figua (b) se muestran las Anomalías de Bouguer original (en azul), la Anomalía regional (en rojo) y la residual (verde) resultante de la resta entre la AB Original y la Regional.

También se muetra el resultado usando el último punto del perfil (punto 27) como referencia relativa o sea, fijando valor cero relativo en esta estación (se muetran estos resultados porque fueron importates en la determinación del modelo).



**Figura 4.3.6:** Anomalías residual, regional y Anomalía completa de Bouguer relativas al punto 27 de nuestro perfil.

En la figura 4.3.6 se puede observar en el comportamiento regional (en amarillo) la respuesta de las principales estructuras que se encuentran a través del perfil, donde el contraste de densidad es alto como para poseer este tipo de comportamiento, se mencionan de oeste a este: el alto de Huechupin/El Guape con valor maximo de 77 mgal, seguido a esto se observa una caída de cerca de 2 mGal/Km hasta el final del perfil (Pinto 0 mGal).

Con la curva de color morada, correspondiente a la **componente residual de la AB** se observa el comportamiento de altas frecuencias o longitud de onda corta que son de gran interés geologico; entre ellas se mencionan de oeste a este: El bajo gravimetrico relativo entre Huechupin - El Guape de -2 a 2 mGal; el alto gravimétrico entre EL Guape - Chillán con un máximo asociado de 25 mGals aproximadamente, seguido a esto se observa un minimo gravimetrico (-5 a 2 mGals) en la ciudad de Chillán de unos 10 km, como se ve en la figura 4.3.6, y hacia el este, después de Chillán, se observa un ligero alto relativo de 20 mgal (entre salida Chillán y Pinto).

### 4.4. Modelos Gravimétricos

Se obtuvieron modelos realativos de anomalía de Bouguer referenciando tanto la anomalóia de Bouguer como la densidad a los valores del punto de referencia en el perfil. Se realizaron modelos para las anomalías residual, regional y la ACB (anomalía completa de Bouguer) utilizando como referencia relativa el último punto del perfil y también modelos relativos al primer punto del perfil.

### 4.4.1. Modelos respeto al ultimo punto del perfil (Este)

Acá el cero de referencia lo colocamos al final del perfil (último punto), donde los puntos son medidos sobre material de menor densidad. Esta metodología corresponde la evaluación de una anomalía de Bouguer relativa.

Los modelos consideraron dos unidades geológicas: un basamento (capa inferior), una secuencia sedimentaria (sedimento aluvial) con profundidades variables a lo largo del perfil (capa superior).

#### Modelo para la anomalía regional (bajas frecuencias)

La figura 4.4.1a muestra la geometría del basamento del área de estudio. El modelo gravimétrico arroja que al oeste del perfil, el basamento aflora entre los 0 a 3 km de distancia aproximadamente (coherente con la geologia). El modelo para esta anomalía consideró contrastes de densidades de 0 y 600  $kg/m^3$  para los sedimentos y el basamento respectivamente respeto a la roca encajante.



(a) modelo respecto regional c/r al último punto. (b) perfil de la anomalía calculada y anomalía observada

Figura 4.4.1: a) modelo baja frecuencia relativo al último punto del perfil; b) ajuste del modelo.

### Modelo para la anomalía residual (altas frecuencias)

Este modelo revela la distribución de las estructuras causantes de las anomalías de altas frecuencias. Se observa que debajo de Chillán la profundidad de los sedimentos (material menos denso capa 1) es cerca de 4000 metros. Este modelo consideró contrastes de densidades de -300 y 600  $kg/m^3$  para los sedimentos y el basamento respectivamente como se muestra en la figura abajo.



(a) modelo residual respecto al último punto.

(b) Ajuste del modelo

**Figura 4.4.2:** a) modelo de alta frecuencia relativo al último punto del perfil; b) ajuste del modelo.

En la figura 4.4.3a se muestra el modelo resultante de la anomalía de Bouguer original (sin separar las componentes).



Figura 4.4.3: Modelo para la AB original (sin separar las componentes) relativo a estación 27

### 4.4.2. Modelos relativos al primer punto del perfil

Se mostrarán a continuación los modelos generados considerando el primer punto referencia relativa que, a grandes rasgos, no fueron muy satisfactorios.

Los modelos consideraron dos unidades geológicas: una secuencia sedimentaria y un basamento. Utilizando la misma densidad de referencia de  $(2700kg/m^3)$  los modelos gravimétricos consideraron contrastes de densidades de 0 y 800  $kg/m^3$  para los sedimentos y basamento respectivamente.

Modelo de la AB regional: Se realizó el modelo 2D de la componente regional de la AB, para el Perfil Chillán como se observa en la figura 4.4.4a, se le debe sumar  $2700kg/m^3$ , ya que esa es la densidad promedio del primer punto del perfil al cual hace referencia el modelo.



Figura 4.4.4: Modelo Regional c/r al primer punto

Modelo de la AB residual del Perfil Chillán: Al aplicar un filtro pasa alto a la anomalía de Bouguer observada y realizar su modelación, se obtuvo como resultado el modelo residual de la AB que se observa en la figura 4.4.5a.



Figura 4.4.5: Modelo residual respeto al primer punto.

Modelo de la ACB: en la figura 4.4.6a se muestra el modelo de la anomalía completa de Bouguer (sin separar sus componentes).



Figura 4.4.6: Modelo de la Anomalía Completa de Bouguer.

## Capítulo 5

## Discusión

La discusión en este trabajo es en base a los resultados de las anomalías de Bouguer obtenidas y los modelos 2D directo obtenidos.

### 5.1. Anomalía de Bouguer

La aplicación de la técnica de fourier, ha permitido separar satisfactoriamente las componentes residual y regional de la ACB (anomalía completa de Bouguer) por medio de aplicación de filtros pasa bajo y pasa alto, que permitió realizar una visualización y ánalisis por separado de los efectos producidos por tales componentes. En la figura 5.1.1, se pueden observar el perfil de las anomalías de Bouguer (componente regional, residual y ACB) y el mapa geológico con las distintas formaciones que conforman la geología de la zona donde se encuentra nuestro perfil como ya se explicó a detalle en el marco geológico cada una de ellas. En este apartado se hará referencia a las mismas sobre el mapa geológico relacionado con el perfil de Anomalía de Bouguer.

En el perfil de anomalía de Bouguer (figura 5.1.1, curva color azul) se revela una serie de comportamientos acorde con la geología existente en el área. Al oeste del perfil se observa un significativo alto de la anomalía de Bouguer correspondiente a 78 mGal, un comportamiento en la curva con tendencia regional y con ondulaciones de longitudes de onda corta. Seguido al alto gravimétrico, se presenta una diferencia en la gravedad observada (un cambio agudo) del orden de 50 miligales entre los 14 - 25 km, esa diferencia puede indicar la caracteristica del relieve del basamento en profundidad o tambien podría ser una estructura geologica importante que menciona (Lomnitz, 1959) que él interpreta como una aparente falla.

La curva de color morada, correspondiente a la componente residual de la AB muestra el

comportamiento de altas frecuencias o longitud de onda corta que son de gran interés geologico; entre ellas se mencionan de oeste a este: el bajo gravimétrico relativo entre Huechupin - El Guape de entre -2 a 2 mGal; el alto gravimétrico entre EL Guape - Chillán con un máximo asociado de 25 mGals aproximadamente. Seguido a esto, se observa un mínimo gravimétrico (entre -5 a 2 mGals) en la ciudad de Chillán de unos 10 km, como se ve en la figura 4.3.6, y hacia el este, después de Chillán, se observa un ligero alto relativo de 20 mglas (entre salida Chillán y Pinto).



**Figura 5.1.1:** Perfiles de anomalías de Bouguer y mapa geológico del área de estudo (sernageomin).

Cabe destacar que revisando articulo como el Çompresive database" (Maldonado Valentina, 2021) muestra solo una falla (Pelluhue) alrededor de Chillán que no está en la zona donde se realizó el perfil tanto de este trabajo como el que realizó Cinna Lomnitz.



Figura 5.1.2: Fallas mapeadas alrededor de Chillán. (extraído de (Maldonado Valentina, 2021)

### Modelos

El modelo obtenido de la aplicación de un filtro pasa bajo, entrega lo que se interpreta como la anomalía regional de la zona y, el modelo resultante de la aplicación del filtro pasa alto, entrega la anomalía de residual.

El modelo realizado considerando la primera estación como referencia, arrojó resultados que no fueron muy coherentes con la geomorfología y la geología debido a que no resaltaba el afloramiento corresponfiente (observaciones durante la salida a terreno) de la roca del basamento entre Huechupin y El Guape. Esto conllevó a la realización de otro modelo exigiendo que este último tenga determinadas características basadas en el mapa geológico de Sernageomin y el estudio geofísico de (Lomnitz, 1959), se logró ajustar el modelo manteniendo la densidad considereando como referencia el último punto del pefil que está sobre materiales de menor densidad (el punto más al Este del perfil) (figuras 4.4.1a, 4.4.2a, 4.4.3a ).

El modelo regional obtenido por filtro pasabajo (figura 4.4.1a) muestra la estructura del basamento aflorando en la superficíe entre los 0 - 7 km y luego va desapareciendo (aumentando su profundidad), introduciéndose debajo (valle central) de los sedimentos de la capa superior y

haciéndose lateralmente discontinuos.

El modelo residual obtenido a ravés de filtro pasa alto, mostrado en la figura 4.4.2a, arrojó un buen ajuste entre la curva de la anomalía de Bouguer observada y la calculada. El contraste de densidad que arroja respeto al material de la roca encajante (referenciando al punto más al Este del perfil) son  $-300kg/m^3$  para los sedimentos (primera capa) y  $600kg/m^3$  para el basamento. Aunque el RMS fue muy pequeño, se observa que al oeste del perfil este modelo no correlaciona perfectamente con la geomorfologia que en cierto puno el basamento debería aflorar.

El modelo que mejor correlaciona con la geologia/Geomorfologia definitivamente es el de la Anomalia Completa de Bouguer, que es una combinación del residual y regional. Este modelo arroja contraste de densidad de  $600kg/m^3$  para la capa inferior y  $0kg/m^3$  para la capa superior, estos contrastes son relativos a la densidad del punto más al Este del perfil (promedio de densidades de esros sedimentos de 2000  $kg/m^3$ ), estos valores de los contrastes se le deben sumar al valor de la densidad en punto de referencia.

Comparando este modelo con el de Cinna Lomnitz se observa que, en ambos, la caída (o la aparente falla que interpreta Cinna Lomnitz) está más o menos en el mismo lugar pero se encontraron cosas que Cinna Lomnitz no mostró. Según el modelado realizdo en este trabajo (figuras 4.4.2a y 4.4.3a ) se observa que Chillán está en una especie de subcuenca (entre los 14 - 30 Km) entre la caída (aparente falla (Lomnitz, 1959)) y una especie de montículo que se levanta hacía la cordillera, el modelo de (Lomnitz, 1959) es bastante más general, aparententemente porque él no analiza este montículo ubicado luego de Chillán. A lo largo del perfil la maior profundidad del basamento se encuentra bajo Chillán, de acuerdo al modelo su relleno sedimentario alacazaría espesor de ordem de 4000 metros.

## Capítulo 6

## Conclusión

- Se determinó la anomalía de Bouger. Dentro de los bajos gravimétricos se destaca la ciudad de Chillán.
- La aplicación de la técnica de Fourier permitió separar las componentes residual y regional de la anomalía completa de Bouguer.
- Se lograron buenos ajustes para los modelos teniendo como referencia la estación más al este del perfil.
- El modelo de altas frecuencias (residual) no logra correlacionar con la geología como se esperaba. Se sugiere aplicar otras tecnicas de separación de las componentes residualregional de la Anomalía de Bouguer para un analísis más detallado, ya que las anomalías residuales son de gran interés geologico.
- El modelo que más se asemejaría a la geomorfología del área de estudio es el modelo de la Anomalía completa de Bouguer. Este modelo permitió la existencia de dos capas, la más profunda (basamento) tiene con un contraste de densidad mayor que la primera capa superior (sedimentos) (ambos en relación a la roca encajante), también permitió reflejar la geometria del basamento de la zona en que su profundiad tiene oscilaciones a lo largo del perfil, siendo que bajo Chillán el espesor de los sedimentos es de orden de 4000 metros. Al modelo todavía se le puede realizar ajustes que permitan caracterizar el suelo bajo la ciudad de Chillán.
#### 6.1. Recomendaciones

- Realizar más perfiles gravimetricos cortos paralelos al de este trabajo, para el analisis más detallado de las anomalías de alta frecuencia.
- Realizar la integración de los resultados obtenidos con otros métodos geofísicos. Como por ejemplo: Magnetometría, Magnetotelurica, estudios de sísmica de refracción/reflexión para analisis someros y/o profunda, con estimaciones de las profundidades de discontinuidades presentes en el subsuelo y de las variaciones de las velocidades sísmicas, para tener una visión más clara sobre el comportamiento y variaciones de densidades de estructuras que modifican los valores de anomalía de Bouguer en el área de estrudio.

## Bibliografía

- Butler, D. K. (1984). Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. *Geophysics*, 49(7):849–1121.
- Gómez, G., Mondelo, J., and Simón, C. (2001). Refined fourier analysis: procedures, error estimates and applications. *Preprint*, page 144.
- Heyl, C. (1942). A new experiment to determine newton's gravitational constant.
- Lomnitz, C. (1959). Investigaciones gravimetricas en la region de chilian.
- Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press.
- Maldonado Valentina, Contreras Martín, M. D. (2021). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in chile at 1:25,000 scale. *Scientific Data*, pages 2052–4463.
- Melnick, D. (2007). Neogene seismotectonics of the south-central chile margin.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics*. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England.
- Mohr and Taylor (2005). Codata recommended values of the fundamental physical constants 2006.
- Nettleton, L. (1939). Determination of density for reduction of gravimeter observations. *Geophysics*, 4(3):176–183.
- Nettleton, L. L. (1976). Gravity and magnetics in oil prospecting. McGraw-Hill Companies.
- Seigel, H., Brcic, I., and Mistry, P. (1995). A guide to high precision land gravimeter surveys. Scintrex Limited, 222(1):1–122.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., and Keys, D. (1976). Applied geophysics cambridge university press. New York, pages 661–665.
- Telford WM., L. P. Geldart, R. E. S. (1990). Applied Geophisycs. Cambridge University Press.

# Apéndice A

## Test

### A1. Tabla de conversión

Tabla de conversiones de cuentas a miligales para el Gravimetro Lacoste-Romberg

#### TABLE I

Milligal Values for LaCoste & Romberg, Inc. Model G Gravity Meter # 198

Counter	Value in	Factor for	Counter	Value in	Factor for	
Reading*	Milligals	Interval	Reading*	Milligals	Interval	
000	000	1.05673				
100	105.67	1.05686	3600	3807.31	1.05874	
200	211.36	1.05706	3700	3913.19	1.05870	
300	317.07	1.05701	3800	4019.06	1.05868	
400	422.77	1.05675	3900	4124.92	1.05870	
500	528.44	1.05675	4000	4230.79	1,05870	
600	634.12	1.05687	4100	4336.66	1,05869	
700	739.80	1.05700	4200	4442.53	1,05866	
800	845.50	1.05705	4300	4548.40	1.05864	
900	951.21	1.05705	4400	4654.26	1.05860	
1000	1056.91	1.05705	4500	4760.12	1.05855	
1100	1162.62	1.05705	4600	4865.98	1,05850	
1200	1268.32	1.05708	4700	4971.83	1.05843	
3300	1374.03	1.05712	4800	5077.67	1.05840	
1400	1479.74	1.05719	4900	5183.51	1.05831	
1500	1585.46	1.05726	5000	5289.34	1.05822	
1600	1691.19	1.05735	5100	5395.16	1.05813	
1700	1796.92	1.05745	5200	5500.98	1.05800	
1800	1902.67	1.05749	5300	5606.78	1.05788	
1900	2008.42	1.05755	5400	5712.56	1.05774	
2000	2114.17	1.05760	5500	5818.34	1.05760	
2100	2219.93	1.05768	5600	5924.10	1.05745	
2200	2325.70	1.05777	5700	6029,84	1,05726	
2300	2431,48	1.05787	5800	6135.57	1.05707	
2400	2537,26	1,05800	5900	6241.28	1.05685	
2500	2643.06	1.05812	6000	6346.95	1,05662	
2600	2748.88	1.05819	6100	6452.62	1.05638	
2700	2854.70	1.05823	6200	6558.26	1.05611	
2800	2960.52	1.05827	6300	6663.87	1.05583	
2900	3066.35	1.05832	6400	6769.46	1.05553	
3000	3172.18	1.05838	6500	6875.01	1,05524	
3100	3278.02	1.05845	6600	6980.53	1.05489	
3200	3383.86	1.05851	6700	7086.02	1.05450	
3300	3489,71	1.05861	6800	7191.47	1.05408	
3400	3595.57	1.05868	6900	7296.88	1.05362	
3500	3701.44	1,05871	7000	7402.24	1.05315	

Note: Right hand wheel on counter indicates approximately 0.1 milligal.

EHA 2-11-69

Figura A1.1: Tabla de conversión de Cuentas a miligales

DIA	ESTACION	HH	MM	LECTURAS (CUENTAS)	LAT °	LONG °	ALTURA (m)
1	1	12	23	3434,80	36,62	72,36	88
1	2	12	56	3429,92	36,62	$72,\!34$	111
1	3	13	15	3439,14	36,61	$72,\!31$	70
1	4	13	31	3438,47	36,61	$72,\!29$	65
1	5	13	56	3440,48	36,61	$72,\!26$	77
1	1	14	22	3434,68	36,62	$72,\!36$	88
1	6	14	47	$3442,\!05$	36,61	$72,\!24$	78
1	7	14	59	3443,09	36,61	$72,\!22$	73
1	8	15	13	3437,69	36,61	$72,\!20$	82
1	9	15	29	3426,21	36,61	$72,\!18$	84
1	10	15	44	3413,00	36,61	$72,\!16$	92
1	1	16	16	3434,65	36,62	$72,\!36$	88
2	1	11	11	3434,46	36,62	$72,\!36$	88
2	7.5	11	41	3443,19	36,61	$72,\!21$	64
2	8.5	11	55	3431,50	36,61	72, 19	72
2	9.5	12	25	3418,18	36,61	$72,\!17$	90
2	1	12	56	$3434,\!52$	36,62	$72,\!36$	88
2	11	13	33	3399,48	36,61	$72,\!14$	98
2	12	13	49	3390,00	36,60	72,11	107
2	13	14	14	3385,13	36,61	$72,\!10$	121
2	14	14	37	3382,63	36,63	72,08	124
2	1	15	38	3434,38	36,62	$72,\!36$	88
3	14	11	21	3382,26	36,63	$72,\!08$	124
3	15	11	37	3379,98	36,64	72,06	141
3	16	11	52	3378,94	36,64	72,04	157
3	17	12	5	3377,45	$36,\!65$	72,02	176
3	18	12	19	3374,61	36,66	$72,\!00$	193
3	19	12	33	3368,27	36,66	$71,\!98$	196
3	20	12	44	$3355,\!46$	36,67	$71,\!95$	217
3	21	12	57	$3352,\!50$	36,68	$71,\!93$	238
3	22	13	13	3343,14	36,68	$71,\!92$	264
3	23	13	25	3338,37	36,70	$71,\!90$	296
3	24	13	43	3335,69	36,70	$71,\!89$	289
3	14	14	11	3382.40	36.63	72.08	124

Cuadro A2.1: Datos de la aquisición gravimétrica.

#### A2. Data adquiridos en el levantamiento gravimétrico

#### A3. Logo Universidad de Concepción

Figura A3.1: UdeC logo

