

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



**Estudio de perfil gravimétrico a lo largo del eje Santa Juana
- Carampangue, Cordillera de Nahuelbuta, Octava región
del Bío-Bío , Chile**

Tania Valentina Rivas Meza

Habilitación profesional
para optar al Título de Geofísico

Marzo 2016

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

**Estudio de perfil gravimétrico a lo largo del eje Santa Juana
- Carampangue, Cordillera de Nahuelbuta, Octava región
del Bío-Bío, Chile**

Tania Valentina Rivas Meza

Habilitación profesional
para optar al Título de Geofísico

Profesor guía :
Dr. Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Comision:
Dr. Elias Ovalle.
Dr. Matthew Miller.



Marzo 2016

*Dedicado a
mis padres.*

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que de alguna u otra manera han sido parte de mi formación. Partiendo por mis padres, a quienes estaré eternamente agradecida por su apoyo incondicional, por aguantarme en mi peores momentos y alegrarse conmigo en los mejores, sin ellos nada de esto sería posible, del mismo modo a mi hermano, por siempre estar ahí cuando lo necesite.

A mis compañeros de carrera Diego, Nicolas, Natalia, Carolina y muchos mas por su ayuda y amistad de todos estos años, en especial a Marcela Contreras por su buena voluntad y paciencia infinita.

A Francisco por su amor, comprensión y estar conmigo siempre.

A mi profesor guía Dr. Arturo Belmonte por su buena voluntad, dedicación, paciencia y su optimismo de siempre. Por enseñarme lo que es la gravimetría y hacer este trabajo posible.

A los profesores Dr.Matt Miller y Dr. Elias Ovalle, por su disposición al aceptar ser parte de mi comisión y ocupar parte de su tiempo en este trabajo.

Muchas gracias a todos!

Resumen

El método gravimétrico permite detectar la presencia de masas que poseen una densidad diferente al medio que las rodea a partir de las variaciones en el campo de gravedad que estas provocan.

El presente trabajo es realizado en el marco del proyecto fondecyt “El emplazamiento del Batolito de la Costa y su relación con la geodinámica y ajuste de la placa oceánica proto-Pacífico y el basamento continental (Chile, entre 37°S - 40°S) ” a cargo del Dr. André Stenkee. El Aporte a este proyecto se realiza de manera indirecta a través del cálculo y modelación de un perfil gravimétrico ubicado en el eje Santa Juana - Carampangue.

Con el gravímetro Lacoste & Romberg se obtuvieron los valores de gravedad de 43 puntos a lo largo del eje Carampangue - Santa Juana, Octava región del Bio-Bio, Chile. Aplicando a este perfil todas las correcciones necesarias para observar los efectos en el campo de gravedad producto solo de variaciones de densidad, es decir, se realizó el cálculo de la Anomalía de Bouguer (o gravitacional) para la cual se efectuó la corrección por latitud la que corrigió el efecto debido a la localización geográfica de la estación, altura o aire libre que elimina el efecto de la altura, sin tomar en cuenta la masa existente entre la estación y el nivel medio del mar, la corrección de Bouguer que si toma en cuenta la masa ignorada mediante su aproximación a una placa homogénea y la corrección topográfica que corrige los valles y montañas que fueron rellenadas por la placa de Bouguer. Así finalmente una vez aplicadas todas las correcciones, fue posible obtener el valor real de gravedad de la zona. Con el valor real de la gravedad determinado, aplicando el método de Nettleton (1939) se obtuvo la densidad de la zona.

Una vez determinada esta densidad, se realiza la construcción del modelo teórico de gravedad. En este caso se modelará a través de cilindros horizontales; dicho modelo es comparado con la anomalía de Bouguer obtenida a través del procesamiento de datos de gravedad. De esta manera, ajustando distintos parámetros del modelo se logra obtener una densidad mas acorde a la realidad, y la posible forma de la masa anómala.

Finalmente se obtuvieron 4 modelos, de los cuales el que más se asemejaría a la realidad corresponde al que entrega un cuerpo central de mayor densidad que la roca que lo rodea, sin embargo a este modelo aún se le deben realizar modificaciones para así obtener resultados más verídicos para la masa anómala o cuerpo central, que en este caso correspondería a la parte norte del plutón ubicado en el área de estudio.

Índice general

Agradecimientos	III
Resumen	IV
1. Introducción	1
Introducción	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
1.2. Zona de estudio	2
1.3. Organización del trabajo	5
2. Marco Teórico	6
Marco Teórico	6
2.1. Fundamento Físico	6
2.2. Campo Gravitacional	8
2.3. Superficie de Referencia	9
2.4. Gravedad Absoluta y relativa	9
2.5. Gravímetros	10
2.6. Localización de las estaciones	11
2.7. Unidades de medida	12
2.8. Método Gravimétrico	12
2.8.1. Correcciones	12
2.9. Método de Nettleton (1939)	17
2.10. Interpretación gravimétrica	18
2.10.1. Anomalía Regional y Residual	18
2.11. Modelo	20
2.11.1. Error cuadrático medio	21
3. Metodología	22
Metodología	22
3.1. Adquisición de datos	22
3.2. Estación Base	22
3.3. Correcciones	26
3.3.1. Corrección Topográfica	26
3.3.2. Corrección por Latitud	27
3.3.3. Corrección por Aire Libre	27
3.3.4. Corrección de Bouguer	27
3.4. Determinación de la densidad	28
3.5. Modelo	29

4. Resultados	30
4.1. Datos	30
4.2. Correcciones	32
4.2.1. Corrección por latitud	32
4.2.2. Corrección de Aire libre	32
4.2.3. Corrección de Bouguer	34
4.2.4. Corrección topográfica	35
4.3. Anomalía de Bouguer	35
4.4. Determinación de la densidad	38
4.5. Modelo	40
4.5.1. Modelo en primera instancia	41
4.5.2. Sensibilidad del Modelo	41
4.5.3. Modelos obtenidos	42
5. Discusión	45
6. Conclusiones	46

Índice de figuras

1.2.1.Localizacion del Perfil de gravedad	2
1.2.2.Mapa geológico de la zona del perfil (Google Earth , 2015)	3
2.3.1.Representación del geoide, elipsoide y superficie terrestre (Olaya, s.f).	9
2.5.1.Representación gravímetro (Fragoso, 2011).	10
2.5.2.Esquema de funcionamiento de Lacoste&Romberg (Dobrin, 1988).	11
2.8.1.Esquema representativo de la corrección de Aire Libre	14
2.8.2.Losa de Bouguer.	15
2.8.3.Plantilla de Hammer(Sectores E a I) sobrepuesta a un mapa topografico (Milson, 2003).	16
2.9.1.Nettleton 1939, densidad correcta $2.2[kg/m^3]$	17
2.10.Perfil de la gravedad que representa la extracción de la tendencia regional (Modificado de Dobrin, 1988)	18
2.11.Campo gravitacional de un cilindro horizontal, la Gravedad es graficada versus la distancia horizontal desde su centro (Dobrin, 1988)	20
3.2.1.Distancia entre TIGO y el perfil	23
3.2.2.Tigo y sectores Udec	23
3.2.3.Tendencia de la gravedad medida en los sectores UdeC , Tigo y de San Pedro. . . .	24
3.2.4.Variaciones de gravedad en sectores Udec y San Pedro.	24
3.5.1.Esquema representativo del modelo	29
4.1.1.Alturas de los puntos de medición	30
4.1.2.Gravedad observada sin corregir y corregida por deriva instrumental	31
4.1.3.Gravedad observada corregida por deriva instrumental	31
4.2.1.Corrección por latitud	32
4.2.2.Corrección de Aire Libre	32
4.2.3.Anomalía de Aire Libre	33
4.2.4.Corrección de Bouguer	34
4.2.5.Corrección Topográfica	35
4.3.1.Anomalía de Bouguer	35
4.3.2.Variación que provoca cada corrección con respecto a la gravedad observada	36
4.3.3.Agrupación de todas las correcciones	37
4.4.1.Anomalía de Bouguer interpolada	38
4.4.2.Anomalía de Boguer filtrada	39
4.4.3.Nueva Anomalía de Bouguer con una densidad de $3700[kg/m^3]$	39
4.5.1.Anomalía de Boguer filtrada por filtro de media móvil.	40
4.5.2.Primer modelo	41
4.5.3.Modelo con distintas densidades	41
4.5.4.Primer modelo de Anomalía de Bouguer extraída con filtro pasa bajo	42
4.5.5.Segundo modelo de Anomalía de Bouguer extraída con filtro pasa bajo	43
4.5.6.Modelo de Anomalía de Bouguer extraída por filtro de media móvil	43
4.5.7.Modelo de Anomalía de Bouguer extraída con filtro pasa banda	44

6.0.1.Tabla para la transformaciones de cuantas a Miligales del gravimetro Lacoste & Romberg	49
6.0.2.Certificado de la compra de vértice necesario para el trabajo de realizado por los topógrafos	51
6.0.3.Certificado de valor de gravedad para TIGO	52

Capítulo 1

Introducción

El planeta tierra no es homogéneo en cuanto a la distribución de masas pues presenta irregularidades tanto topográficas como en su composición.

El interés del hombre por explotar y conocer de que esta compuesta la tierra, especialmente por lo que esta bajo el subsuelo a llevado a la creación de distintas técnicas o métodos cada vez mas sofisticados. La geofísica aplicada se ha ocupado de ello albergando un conjunto de técnicas y metodologías con el propósito de identificar anomalías asociadas a determinadas propiedades físicas que a su vez pueden estar asociadas a presencia de yacimientos de diverso tipo, como los minerales (Hartman and Mutmanský, 2002).

Los métodos geofísicos se pueden separar en pasivos o activos. Los pasivos son aquellos en los cuales se miden los campos naturales de la tierra, por ejemplo, el campo de gravedad. Los activos están asociados a campos artificiales, inducidos por el hombre con el fin de prospectar, como la resistividad o sísmica.

De particular interés para este trabajo es el método de prospección gravimétrica, el cual consiste en la determinación de masas anómalas a partir de la variación en el campo de gravedad que ellas provocan, debido a la diferencias de densidad que puedan existir entre estas y el medio que las rodea. Esto debido a que diferentes tipos de roca poseen diferentes densidades (Dobrin, 1988).

El presente trabajo se enfoca en el análisis de un perfil gravimétrico de 40 kms. de extensión en la parte sur de la denominada Cordillera de Nahuelbuta, en la VIII Región. Este estudio se desarrolla en el contexto del proyecto Fondecyt, a cargo del Dr. André Stenkee, que lleva por título El emplazamiento del Batolito de la Costa y su relación con la geodinámica y ajuste de la placa oceánica proto-Pacífico y el basamento continental (Chile, entre 37°S - 40°S)". Este proyecto tiene como fin el lograr entender el comportamiento geodinámico entre las placa Proto Pacífica y la continental, durante el periodo de tiempo geológico en el cual se emplazaron dichas rocas. Para lograr el objetivo del proyecto se realizarán modelamientos termales, estudios geológicos de la zona y modelaciones gravimétricas, entre otros procedimientos.

Las mediciones de 43 puntos gravimétricos, se ubican aproximadamente cada 900 metros uno de otro a lo largo del eje Santa Juana - Carampangue, VIII Región del BioBio. Las mediciones se llevaron a cabo en el mes de noviembre de 2014. El equipo utilizado fue el gravímetro Lacoste & Romberg.

Debido al contraste de densidades entre el Batolito Costero y la roca hospedante ubicados en la región de estudio, es posible, a través del procesamiento de datos gravimétricos, realizar la determinación de la forma del Plutón que se ubica en la zona de interés, y la profundidad a la que se encuentra, es decir, las dimensiones que este posee. A partir de esto se contribuirá al objetivo de este proyecto de manera indirecta, ya que con la forma y profundidad del plutón se puede precisar el piso del batolito y con esto, estimar la génesis del emplazamiento del intrusivo.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

El objetivo principal es procesar los datos gravimétricos para así obtener una anomalía de Bouguer y densidad de la zona acorde a la realidad.

1.1.2. Objetivos específicos

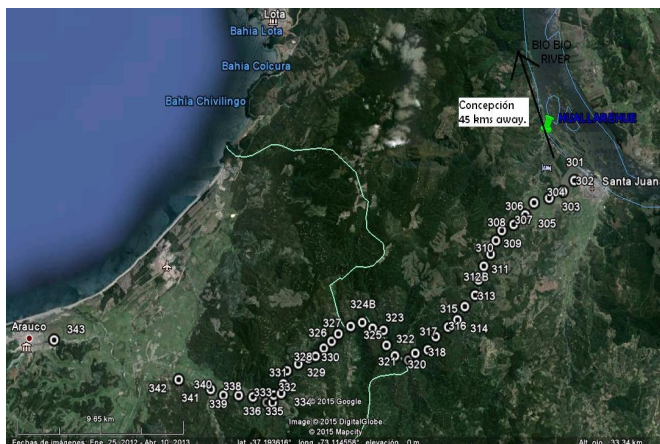
- Realizar la reducción de datos de gravedad.
- Obtener las anomalías de Aire libre y de Bouguer o gravitacional.
- Modelar los datos de gravedad observados.
- Estimar la densidad del subsuelo de la zona.

1.2. Zona de estudio

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la denominada cordillera de Nahuelbuta y considera además puntos en las comunas de Santa Juana, Carampangue y Arauco, localizadas en la Octava región del Bio-Bio, Chile.

La Cordillera de Nahuelbuta esta constituida por rocas metamórficas y por un Batolito granitoide (Hervé et al.,1976). El plutón de Nahuelbuta con el que se espera encontrar un contraste de densidades forma parte dicho batolito.

El perfil gravimétrico a analizar posee una longitud cercana a los 40 km, con 43 puntos de medición y una separación de aproximadamente 900 metros entre cada uno de ellos. Con 41 puntos ubicados en la parte principal del perfil y otro dos en los extremos, entre Carampangue y Arauco, se asegura la existencia de un contraste de densidades entre el pluton de Nahuelbuta y la roca sedimentaria/suelo fluvial.



(a) Perfil gravimétrico (Google Earth, 2015)



(b) Camino de Santa Juana

Figura 1.2.1: Localización del Perfil de gravedad

La Figura (1.2.1) muestra en la imagen izquierda(a) la extensión total del perfil, denotando las estaciones que comienzan con el número 301 hasta el 343, con círculos de color blanco, mientras que en la imagen derecha (b) se muestra un acercamiento a una parte del perfil localizado casi en su totalidad en un camino de Santa Juana.

Observando el perfil de gravedad de derecha a izquierda en la figura (1.2.2) podemos ver que pasa por zonas compuestas por arenas y gravas de valles actuales (color amarillo), atravesando una zona que contiene lutitas y areniscas litorales pertenecientes a la formación Santa Juana (celeste), continuando con conglomerados, areniscas y lutitas continentales (color rojo) para seguir con la serie oriental, la cual contiene filitas, rocas corneas y gneisis (color gris) y finalmente termina con sedimentos de terrazas marinas (de color gris claro) (Ferraris, 1981).

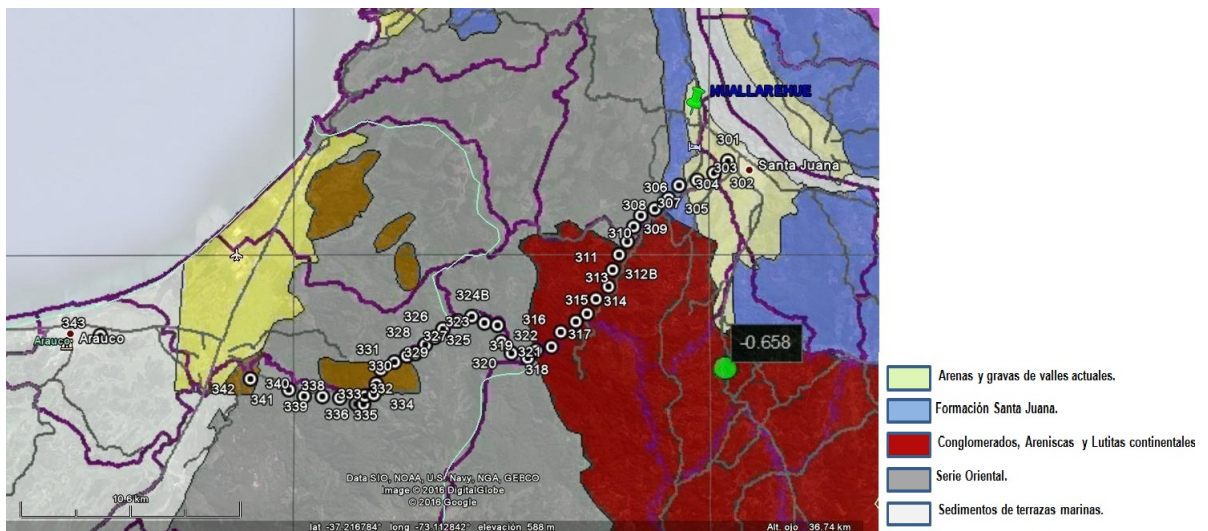


Figura 1.2.2: Mapa geológico de la zona del perfil (Google Earth , 2015)

Densidades

Tipo de suelo	Densidades promedio [kg/m^3]
Arena*	~2000
Grava*	~2000
Lutita*	~2400
Conglomerados	~2400
Areniscas*	~2350
Filitas	~2700
Gneisis*	~2800
Roca Cornea	~3000
Sedimentos de terrazas marinas	~2500

* Densidades promedio extraídas desde (Telford,1990)

Por simplicidad, nombraremos a las distintas zonas, con letras del abecedario:

- Zona de color amarillo = Sector A
- Zona de color Celeste = Sector B
- Zona de color Rojo = Sector C
- Zona de color gris = Sector D

- Zona de color gris(claro) = Sector E

Dentro de nuestra zona de estudio las rocas más antiguas corresponden a esquistos, filitas, gneises y metarenitas de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico (Aguirre et al.,1972 en Gajardo, 1981). Por otro lado la Formación Santa Juana corresponde a sedimentitas marino-continetales del Triásico Superior constituidas por conglomerados, arenitas conglomerádicas, arenitas y lutitas con niveles de carbón, a las cuales se les asigna una edad Cárnico Inferior-Rético según la flora fósil que presentan (Tavera, 1960).

Es de principal importancia para el presente trabajo, considerar que el plutón de Nahuelbuta que se desea estudiar fue emplazado en el Carbonifero superior hace unos 308 ± 4 millones de años durante el ciclo tectónico Gondwana (Lucassen et al. 2004 en Stenkeen et al.,2014).

Este Batolito esta compuesto principalmente de tonalita y granodiorita (Hervé et al., 1976). Las tonalitas presentan un densidad promedio de $2765[kg/m^3]$ (Stowell,2000) y la granodiorita de $2730[kg/m^3]$ (Telford, 1990)

1.3. Organización del trabajo

El presente trabajo se encuentra dividido en 6 capítulos y 2 secciones destinadas a la bibliografía utilizada y a los documentos anexos. A continuación se muestra la estructura de esta habilitación profesional y el contenido de cada capítulo.

Capítulo 1: Este capítulo contiene la introducción al trabajo, los objetivos que se pretenden alcanzar con este estudio y el detalle de la zona en que se emplaza este análisis.

Capítulo 2: Se muestra el fundamento físico del método de prospección gravimétrica, los conceptos fundamentales de este método y como se desarrolla esta técnica.

Capítulo 3: En este capítulo se exhibe la metodología empleada desde la adquisición de los datos de gravedad y topografía, pasando por el desarrollo del método de prospección gravimétrica, hasta la construcción de los modelos de Anomalía de gravedad.

Capítulo 4: Se presentan los resultados obtenidos luego de haber aplicado la metodología a los datos adquiridos en las mediciones de gravedad.

Capítulo 5: En este capítulo se discute sobre los resultados obtenidos, la interpretación de estos y como se relacionan con la realidad.

Capítulo 6: Para terminar, en este capítulo se exponen las conclusiones obtenidas a partir de todo lo anteriormente señalado.

Bibliografía

Anexos

Capítulo 2

Marco Teórico

La Prospección gravimétrica permite detectar variaciones en la densidad bajo la superficie de la Tierra, midiendo e interpretando valores de gravedad obtenidos a través de instrumentos llamados gravímetros. Esto es posible porque las diferencias en la densidad de los materiales ubicados en el subsuelo generan fluctuaciones o anomalías en el campo de gravedad terrestre (Milson, 2003).

2.1. Fundamento Físico

La primera ley de Newton establece que la fuerza de atracción entre dos cuerpos es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia existente entre ellos.

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \quad (2.1.1)$$

Donde m_1 y m_2 masas de los cuerpos, r la distancia entre ambas masas y G es el factor de proporcionalidad el cual fue descubierto por Cavendish en 1778. Dicho factor se conoce hoy en día como la constante de Gravitación Universal G

$$G = 6,67 \times 10^{-11} m^3 kg^{-1} s^{-2}$$

La ecuación (2.1.1) también puede ser escrita en su forma vectorial:

$$\vec{F} = -\frac{Gm_1m_2}{|(r_2 - r_1)|^2} \hat{r} \quad (2.1.2)$$

Donde m_1 esta en la posición r_1 , m_2 se encuentra en la posición r_2 y $\hat{r}$ es el vector unitario que va dirigido desde la masa m_1 a la masa m_2 (Telford, 1990).

Si se considera la segunda ley de Newton

$$\vec{F} = m\vec{a} \quad (2.1.3)$$

Y se asume una tierra esférica, que no rota de masa M y radio R , que interacciona con un material de masa m en su superficie, la ecuación (2.1.1) adopta la forma:

$$\vec{F} = m\vec{a} = -G\frac{Mm}{R^2} \hat{r} \quad (2.1.4)$$

Definiendo a $\vec{g}$ como la aceleración de gravedad, se obtiene:

$$|\vec{g}| = G\frac{M}{R^2} \hat{r} \quad (2.1.5)$$

Donde $M = V\rho$ es la masa, V es el volumen y ρ la densidad. Si Consideramos que la tierra no es homegenea entonces, las variaciones de densidad afectaran a la masa de esta y modificaran la aceleración de gravedad (Alva, 1996).

Otro factor que influye en la atracción de gravedad es que la tierra no es perfectamente esférica y si rota, por lo que los valores de gravedad no son iguales en todos los puntos de ésta, ya que en la realidad tiene una forma similar a la de un esferoide que rota en su semieje menor. Este achatamiento polar puede ser descrito por la elipticidad f .

$$f = \frac{R_e - R_p}{R_e} \quad (2.1.6)$$

Siendo R_e y R_p radio ecuatorial y polar respectivamente. Se puede calcular el radio de una tierra achatada, definiendo la latitud λ a través de la expresión 4.6 .

$$r = R_e(1 - f \sin^2 \lambda) \quad (2.1.7)$$

Tanto la rotación de la tierra y su protuberancia ecuatorial producen un aumento de la gravedad con la latitud.

La aceleración centrífuga es máxima en el ecuador y cero en los polos; se opone a la aceleración de la gravedad, mientras que el aplanamiento polar provoca un aumento de la gravedad en los polos (Telford, 1990).

Aproximando la superficie de la tierra al nivel medio del mar, la unión internacional de geodesia y geofísica adoptó en 1930 la fórmula para gravedad teórica o normal ($G(\lambda)$), la cual se mejoro en 1967 al incorporar el efecto de la rotación terrestre que conlleva una variación de la gravedad, dependiendo de el lugar de la tierra en que nos encontremos.

$$G(\lambda) = g_e(1 + \alpha \sin^2 \lambda + \beta \sin^4 \lambda) \quad (2.1.8)$$

De esta forma $g_e = 9,7803185[m/s^2]$ gravedad en el Ecuador, y las constantes $\alpha = 5,278895 \times 10^{-3}$ y $\beta = 2,3462 \times 10^{-5}$ (Dodrin, 1988).

2.2. Campo Gravitacional

La tierra al ser un cuerpo con masa genera un campo de gravedad a su alrededor, que ejerce una atracción sobre cualquier masa m ubicada a su alrededor. El análisis de cualquier campo de fuerza, se simplifica utilizando el concepto de potencial.

Potencial de gravedad:

El potencial en un punto determinado se define como el trabajo realizado por una fuerza, en nuestro caso, la fuerza de gravedad g necesaria para mover una unidad de masa desde un punto a otro arbitrario (Dobrin,1988).

Por lo tanto el trabajo, realizado por g para mover una unidad de masa m desde el infinito a una distancia r ó potencial de gravedad U se expresa como:

$$U = Gm \int_{\infty}^R \frac{dr}{r^2} = \frac{Gm}{R} \quad (2.2.9)$$

El campo de gravedad es un campo conservativo, por lo cual U solo depende de la distancia entre punto inicial y final y no de la trayectoria. Derivando U con respecto a la distancia, se obtiene la aceleración de gravedad.

$$\vec{g} = -\frac{GM}{r^2} \hat{r} = -\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{GM}{r} \right) \hat{r} = -\frac{\partial}{\partial r} U = -\nabla U \quad (2.2.10)$$

El signo negativo se debe a que a medida que se acerca una masa a la tierra su energía potencial decrece, ya que la altura disminuye, y su atracción gravitacional aumenta.

2.3. Superficie de Referencia

Se debe definir una superficie equipotencial, es decir, una superficie donde el potencial sea el mismo en todos los puntos. Para el caso de la prospección gravimétrica se suele utilizar como superficie de referencia el geoide, superficie equipotencial que es descrita por el nivel medio del mar, sin el efecto de las mareas ni corrientes oceánicas ni clima.

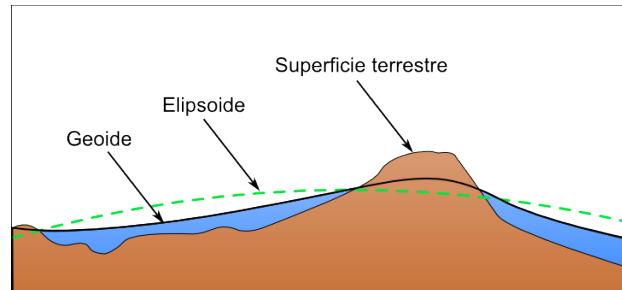


Figura 2.3.1: Representación del geoide, elipsoide y superficie terrestre (Olaya, s.f).

2.4. Gravedad Absoluta y relativa

- Gravedad relativa: Se conoce como la diferencia de gravedad de mediciones relativas entre sí. Estas mediciones son realizadas a través de un instrumento llamado gravímetro, el cual detecta variaciones de gravedad con respecto a una escala propia de cada instrumento.
- Gravedad absoluta: La gravedad absoluta, también llamada gravedad observada, es la gravedad relativa referenciada a una estación base; esta estación se caracteriza por tener un valor de gravedad conocido y estimado por instrumentos adecuadamente calibrados. Mediante la comparación de mediciones realizadas en el área de interés con respecto a la estación base, podemos realizar perfiles gravimétricos que permiten observar cambios relativos de gravedad (Seigel, 1995).

2.5. Gravímetros

El instrumento con el que se miden la gravedad en la superficie terrestre, se denomina gravímetro, con dicho instrumentos las mediciones se realizan mediante la deformación de un resorte producida por una masa que cuelga, o por el comportamiento de un péndulo sensible con el cual logra medir las variaciones verticales de la atracción gravitacional del suelo, las cuales están asociadas a cambios de densidades. De esta manera, todos los gravímetros son esencialmente balanzas mecánicas extremadamente sensibles en las que una masa está apoyada a un resorte donde pequeños cambios en la gravedad provocan una variación en el peso que se mueve en contra la fuerza restauradora del resorte (Telford, 1990).

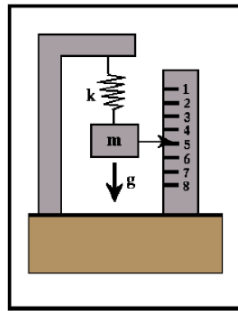


Figura 2.5.1: Representación gravímetro (Fragoso, 2011).

Tipos de gravímetros

Existen diferentes tipos de gravímetros, los cuales se dividen en inestables y estables:

- **Gravímetros Estables**

Poseen una conexión mecánica u óptica entre la masa de prueba y la escala de tal manera que un cambio de posición de la masa se puede leer directamente (American Society of Civil Engineers, 1994). Este tipo de instrumento tiene solo un componente restaurador contra la fuerza de gravedad.

- **Gravímetros Inestables** Estos gravímetros se conocen también como Astáticos; estos instrumentos tienen un componente negativo adicional de restauración de la fuerza de accionamiento contra la fuerza del resorte recuperación, es decir, en el mismo sentido de la gravedad. En este caso, el gravímetro se encuentra en un estado de equilibrio inestable y esto les da una mayor sensibilidad en comparación con los gravímetros estables. (Telford, 1990).

Calibración de gravímetros

Todas las lecturas de los gravímetros se realizan en una escala arbitraria de medición, la calibración es necesaria para expresar dichas lecturas en medidas de gravedad. Esta puede ser llevada a cabo mediante la inclinación del gravímetro o tomando 2 puntos en los que se conocen con precisión los valores absolutos o relativos de gravedad (Dobrin, 1988). Las lecturas se convierten en unidades de gravedad utilizando factores de calibración específicos del propio instrumento, este factor es proporcionado por el fabricante del mismo (Milson, 2003).

Gravímetro Lacoste & Romberg

Para este trabajo se utilizó el instrumento de medición LaCoste&Romberg; Este es un gravímetro del tipo inestable (American Society of Civil Engineers, 1994), el cual posee un brazo horizontal. En un extremo lleva una masa y en el otro un par de alambres y resortes finos que actúan como bisagras atenuadoras de la fricción. Un hilo muy fino pero fuerte esta enlazado en el extremo superior del resorte, y otro en el extremo inferior del mismo. El hilo superior está unido al sistema de nivelación y el hilo inferior esta sujeto al brazo. La longitud efectiva del resorte es la combinación de la longitud del mismo y la de los dos hilos finos proporcionando la resultante una longitud nula. Este resorte es el elemento sensible del aparato. El cual se manipula hasta que adquiere una posición de equilibrio.

La forma de actuar sobre el resorte es mediante una palanca; los movimientos que se imprimen sobre la palanca son medidos por un tornillo micrométrico el cual entrega el número de vueltas que se necesita para alcanzar la posición de equilibrio. La diferencia de gravedad entre dos estaciones es proporcional a la diferencia de giros necesaria para llevar en cada estación la masa a su posición cero.

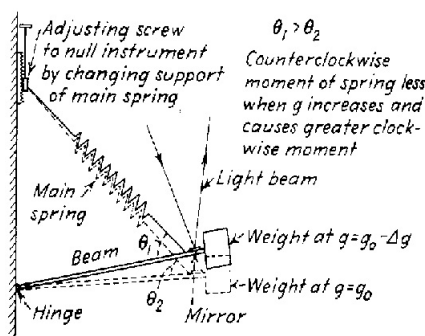


Figura 2.5.2: Esquema de funcionamiento de Lacoste&Romberg (Dobrin, 1988).

El gravímetro Lacoste&Romberg requiere un elemento de calefacción (regulador termostático) y un aislador para mantener la temperatura lo suficientemente uniforme y evitar errores en la lectura de gravedad causados por los efectos térmicos. Un cambio de temperatura de $0,002^{\circ}C$ dará como resultado una desviación equivalente a $0,02[mGal]$, que representa el límite de precisión de la mayoría de las mediciones de gravedad. Para mantener la temperatura constante los medidores están encerrados en una carcasa aislada y calentada por un pequeño horno eléctrico que es alimentado por una batería de almacenamiento regulada por un termostato altamente sensible (Dobrin, 1988).

2.6. Localización de las estaciones

La posición de la estaciones es a libre elección. Sin embargo en algunos casos se debe calcular la corrección de terreno que consiste en corregir las variaciones en la gravedad producto de la topografía de la zona, dentro del área comprendida en los 50 metros desde el punto de lectura, ya que cualquier cambio topográfico por mínimo que sea puede ser gravitatoriamente significativo (Telford, 1990).

Las mediciones en las estaciones base es de suma importancia ya que son utilizadas principalmente como referencia para normalizar las medidas de las estaciones de campo, empleándose en la determinación de la deriva instrumental y proporcionando un valor absoluto de las anomalías gravimétricas relacionadas a ella (Fregenal et al., 2009). Desde mediados del siglo pasado existen estaciones base en todo el mundo y redes de calibración de instrumentos.

2.7. Unidades de medida

En el sistema internacional de unidades (S.I) la gravedad se mide en m/s^2 , pero en honor a Galileo se utiliza la unidad denominada Gal, $Gal = cm/s^2$ (Estrada, 2012). Debido que la variaciones de gravedad son ínfimas, en prospección gravimétrica la unidad estándar es el miligal ó 10^{-3} Gales. Además la mayoría de los gravímetros usados para la obtención de datos tienen una sensibilidad aproximada de 10^{-5} Gal, con una exactitud que varía entre 0.03 y 0.06 mGal.

2.8. Método Gravimétrico

Descripción del método gravimétrico:

El método gravimétrico consiste en comparar el valor de la gravedad observada con el de la gravedad teórica. Las lecturas de gravedad suelen estar influenciadas por 5 factores: La latitud, elevación, terreno alrededor de la zona, deriva instrumental (donde se suelen incorporar las mareas terrestres), y la distribución de densidades bajo la superficie. Por lo tanto tenemos que hacer correcciones para reducir las lecturas de gravedad a los valores que tendrían en una superficie equipotencial de referencia como es el geoide (Telford, 1990).

Para comparar los valores de la gravedad medida en un punto de la superficie terrestre con la gravedad teórica de dicho punto, es necesario corregir la gravedad observada de todos los efectos que no se deban a variaciones de densidad. Esta gravedad ya corregida se denomina gravedad reducida. La diferencia entre el valor de g medido ya reducido y el valor teórico de la gravedad se denomina la anomalía de gravedad.

2.8.1. Correcciones

Correcciones temporales

Si se quieren referir todas las mediciones a una misma hora, es decir, tener valores medidos como si todas las mediciones si hubiesen realizado de forma simultánea, se deben realizar 2 correcciones: la corrección de mareas terrestres y de deriva instrumental.

- Mareas terrestres

Los gravímetros son sensibles a la atracción gravitatoria del sol y de la luna, donde registran las variaciones periódicas de gravedad causadas por los movimientos de la Tierra con respecto al sol y a la luna. Esto provoca en el océano alzas y bajas del nivel del mar. De forma similar se observan mareas en la superficie sólida de la tierra, pero en una escala mucho menor, originando una variación temporal en la distancias hacia su centro, lo que se traduce en una variación en la atracción de gravedad en ese punto. Estos cambios a la vez dependen de la latitud y el periodo del año en que nos encontremos. El rango de variación que provoca este fenómeno es de aproximadamente 0.3 mGal (Telford, 1990). Para calcular esta corrección se suele recurrir a tablas previamente publicadas.

- Deriva instrumental

La deriva en los gravímetros es el cambio gradual en las lecturas de gravedad con el tiempo; este cambio no está relacionado con cambios reales en la gravedad (Pennybaker, 1988). Aunque en principio estas lecturas deberían ser iguales, no lo son debido a la fatiga del material del que está confeccionado el instrumento, principalmente por los resortes que posee, lo que provoca un comportamiento parcialmente plástico. Esta fatiga puede estar influenciado por la temperatura, presión atmosférica y mareas terrestres. Para realizar su corrección, existen dos formas: la primera es construir una gráfica con los datos crudos de campo y entonces reconstruir la curva de variación de los dos efectos sumados (mareas terrestres y deriva). La segunda es promediando y convirtiendo las medidas del gravímetro en miligales y luego corregirlos por los efectos de marea se realiza la corrección por deriva. La corrección por deriva se determina de la siguiente forma :

$$Deriva = \frac{lectura_{inicial(base)} - lectura_{final(base)}}{t} \quad (2.8.1)$$

Donde t representa el tiempo entre la lectura inicial y la final de la base. La corrección está dada por :

$$Lectura_{Estacion(corregida)} = lectura_{estacion(sincorregir)} + Deriva \times t \quad (2.8.2)$$

En este caso t representa el tiempo entre la lectura de la estación base y la lectura de cada una de las otras estaciones, siendo este por lo general es de 3 o 4 horas, dependiendo de la exactitud deseada (Telford, 1990). Así mientras menor sea el tiempo mayor será el grado de exactitud.

La corrección por deriva hace que todas las mediciones realizadas en una misma estación a diferentes horas sean iguales.

Corrección por latitud

Ya que existe una variación de la gravedad con la latitud, esta debe ser corregida mediante el cálculo la gravedad normal o teórica. Existen varias formulas para el cálculo de $G(\lambda)$ entre las que destacan las publicadas los años 1930, 1967 y 1980, donde no existe una variación significativa. Para este trabajo será utilizada la formula proporcionada por (Moritz, 1984):

$$g(\lambda)_{1984} = 9,780327(1 + 0,0053024\sin^2(\lambda) - 0,0000058\sin^2 2(\lambda)) \quad (2.8.3)$$

La reducción de gravedad se realiza restando la gravedad teórica a la gravedad observada o absoluta. En superficies donde no se tiene un sistema de referencia absoluto, la corrección local de latitud puede ser realizada seleccionando arbitrariamente una base y usando el gradiente teórico Norte - Sur , el cual es igual a $8,12\sin(2\lambda)$ mGal (Milson, 2003).

Corrección de Aire Libre

Se conoce como corrección de aire libre o de altura, a la determinación de la elevación sin tomar en cuenta las masas existentes entre el punto de observación y el nivel del mar (Blakely, 1996). Esta

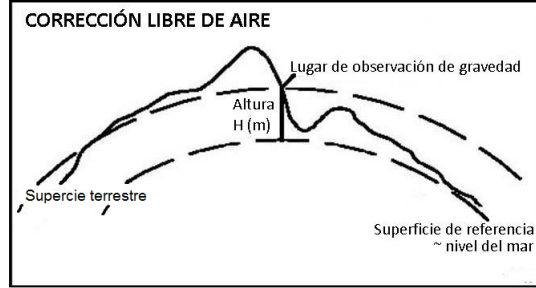


Figura 2.8.1: Esquema representativo de la corrección de Aire Libre

corrección ocurre, debido a que la mayoría de las estaciones están ubicadas por sobre o debajo del nivel medio del mar. Si tenemos una estación por sobre el nivel medio del mar la distancia de esta al centro de la tierra será mayor, por lo cual la atracción de gravedad se verá reducida. Lo contrario ocurrirá si la estación está por debajo de este nivel.

Si la estación está por sobre el nivel medio del mar, para corregir la diferencia por altura debemos sumar la corrección a la gravedad observada. Si el radio de la tierra es R , la altura sobre el nivel del mar h y g_0 el valor de la gravedad en el nivel del mar, el valor de la gravedad (g) a una altura h puede ser escrita como :

$$g = g_0 \frac{1}{\left(1 + \frac{h}{R}\right)^2} = g_0 \frac{1}{1 + \frac{2h}{R} + \frac{h^2}{R^2}} \quad (2.8.4)$$

$$g \cong g_0 \frac{1}{1 + \frac{2h}{R}} \quad (2.8.5)$$

Como

$$\frac{h^2}{R^2} \ll \frac{2h}{R} \quad (2.8.6)$$

Se obtiene, usando el primer término de la expansión binomial:

$$g \cong g_0 \left(1 - \frac{2h}{R}\right) \quad (2.8.7)$$

Se obtiene la Corrección de Aire Libre (CAL):

$$CAL = g - g_0 \cong \Delta g \cong -\frac{2hg_0}{R} \quad (2.8.8)$$

El signo negativo proviene del hecho que a medida que aumenta la altura disminuye, la atracción de gravedad disminuye. Por lo tanto, la corrección tendrá que ser positiva (Estrada, 2012).

Si $R = 6,371 \times 10^6 m$, $g = 9,81 m/s^2$ y con h representando la altura a la que se encuentra la estación, en metros, la ecuación (2.8.8) se puede escribir como :

$$CAL = 0,3086h [mGal] \quad (2.8.9)$$

Anomalía de Aire Libre

La adición de la corrección por latitud y de aire libre se denomina Anomalía de Aire Libre (AL). Para una estación ubicada por sobre el nivel del mar se expresa como:

$$Al = g_{obs} + CAL - g(\lambda) \quad (2.8.10)$$

Corrección de Bouguer

La corrección de Aire Libre ignora las masas que puedan existir entre el punto de observación y el nivel medio del mar (Blakely, 1996). La corrección de Bouguer (CB) aproxima todas las masas existentes sobre el nivel medio del mar y el punto de medición a una placa horizontal homogénea que se extiende al infinito en todas sus direcciones, con una densidad constante que generalmente toma el valor promedio de la corteza terrestre $2670 [Kg/m^3]$. Esta placa o losa de Bouguer posee un espesor igual a las diferencias de alturas entre la estaciones y la superficie de referencia y produce un campo de gravedad igual a:

$$CB = 2\pi\rho Gh \quad (2.8.11)$$

Donde h es el espesor de la placa y ρ es la densidad (Milson, 2003).

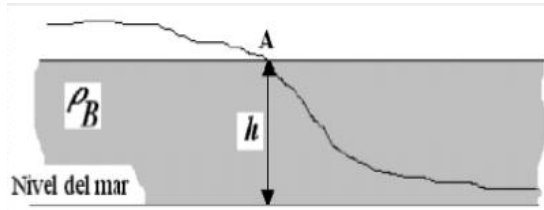


Figura 2.8.2: Losa de Bouguer.

La corrección de Bouguer debe ser restada de la gravedad observada porque la placa bajo la estación aumenta la atracción de gravedad (Estrada, 2012).

Corrección Topográfica

Los detalles de la topografía que no fueron considerados en la corrección de Bouguer deben ser corregidos. Existen una gran cantidad de métodos para calcular esta corrección, pero todos requieren un gran conocimiento sobre los relieves de las zonas cercanas a las estaciones de medición. El método más utilizado está basado en el gráfico de Hammer, el cual divide el área alrededor de la estación en círculos concéntricos, dividiendo estos a su vez en distintos sectores los cuales se delimitan por rectas radiales provenientes del centro de dicho círculo (donde se localiza la estación). Luego se establece el promedio de la altura de cada sector el cual es restado a la altura de la estación. Así la contribución de cada sector del círculo al valor de g observado, que esta dada por:

$$g_{topografico} = G\rho\theta[(r_2 - r_1) + \sqrt{(r_1^2 + \Delta z^2)} - \sqrt{(r_2^2 + \Delta z^2)}] \quad (2.8.12)$$

Donde r_2 y r_1 son los radios externo e interno respectivamente, θ el ángulo de sector en radianes, $\Delta z = \|z_e - z_a\|$ donde z_e es la altura a la que se encuentra la estación y z_a es el promedio de elevación de ese sector de la plantilla de Hammer.

Finalmente la corrección topográfica se obtiene sumando la contribución de cada uno de los sectores de la plantilla de Hammer.

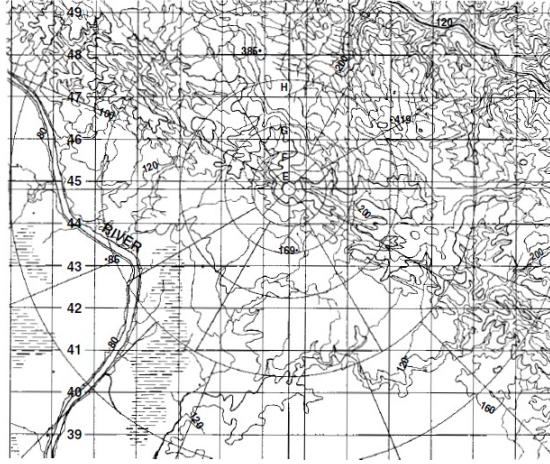


Figura 2.8.3: Plantilla de Hammer(Sectores E a I) sobrepuesta a un mapa topografico (Milson, 2003).

Esta corrección es positiva, es decir se deberá sumar a la gravedad observada debido a que en las zonas montañosas se provoca una disminución en la atracción de gravedad y los valles que fueron rellenados por la loza de Bouguer originaran un exceso negativo, rellenando algo inexistente.

Añadiendo la corrección topográfica a todo lo anterior, se obtiene la anomalía de gravedad o anomalía de Bouguer(AB). Esta variable esta exenta de todos los efectos ya mencionados y es solo función de las variaciones de densidad de los materiales del subsuelo(Richarte et al., 2007).

$$AB = g_{obs} - g(\lambda) + CA - CB + CT \quad (2.8.13)$$

Es decir, con la AB 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 (Richarte et al., 2007)

Para una correcta interpretación de las anomalías de gravedad es necesaria la densidad del área de estudio. Para su calculo existen variados métodos, sin embargo lo optimo es conocer la densidad de la zona a partir de muestras de laboratorio, ya que se debe explicar la anomalía de Bouguer en términos de sus variaciones.

Uno de los métodos de mayor relevancia a lo largo de la historia y el utilizado en este trabajo es el de Nettleton (1939).

2.9. Método de Nettleton (1939)

Este método consiste en el cálculo de la anomalía de Bouguer para distintas densidades, las cuales deben estar dentro del rango estimado en el que se encuentre la densidad del área en cuestión. Con esto se realiza la correlación de las anomalías de Bouguer calculadas y la topografía de la zona obteniendo como densidad correcta, la que obtenga la menor correlación.

Este procedimiento se puede realizar de manera gráfica, al ir comparando cada perfil de gravedad con la topografía de la zona, donde el perfil de gravedad no debe seguir la topografía ni invertirla, solo linealizarla, reduciendo los aparentes efectos de las elevaciones (Nettleton, 1939).

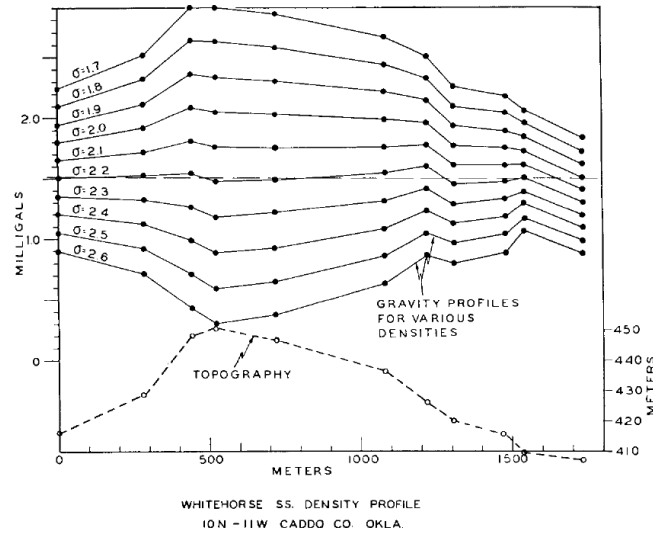


Figura 2.9.1: Nettleton 1939, densidad correcta $2.2[kg/m^3]$

Por otro lado es posible también calcular esta correlación de manera matemática y donde se busca el menor valor de esta en valor absoluto. Esto se debe a que el coeficiente de correlación mide el grado de relación o asociación existente, generalmente entre dos variables aleatorias; este coeficiente fluctúa entre -1 y 1, donde si la correlación es positiva existe una relación directa entre las variables, siendo máxima en 1, si es negativa implica una relación inversa, y si esta resulta ser cero las variables son independientes entre si .

Para este método se utiliza el coeficiente de correlación de Pearson r , que tiene como objetivo medir la fuerza o grado de asociación entre dos variables aleatorias cuantitativas.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2 \right]}} \quad (2.9.14)$$

(Restrepo et al., 2007)

2.10. Interpretación gravimétrica

Los mapas de Bouguer muestran diferencias horizontales en la aceleración de la gravedad. Sólo dichos cambios en la densidad generan anomalías gravimétricas ya que variaciones verticales de densidad producen el mismo efecto en todas partes sin generar anomalías, de modo que el campo de gravedad es una superposición de anomalías resultantes de los cambios de densidad (masas anómalas) a distintas profundidades.

La suavidad (o longitud de onda aparente) de las anomalías generalmente es aproximadamente proporcional a la profundidad en que se encuentran los cambios de densidad laterales (Telford, 1990), es decir, a mayor profundidad mayor será la longitud de onda que presenta dicha anomalía. Por lo tanto uno de los objetivos de la gravimetría es lograr distinguir los efectos productos de masas localizadas a distintas profundidades, y la verdadera forma de los cuerpos que los provocan.

2.10.1. Anomalía Regional y Residual

El efecto producto de masas profundas se denomina anomalía regional. El campo de gravedad, después de haber eliminado el ruido cercano a la superficie y el efecto regional se conoce como residual (Telford, 1990).

Para una correcta interpretación se debe distinguir el efecto residual del regional (Castaño, 1993). El primero consiste en el efecto mas suave, de gran amplitud y de baja frecuencia asociado a estructuras de gran extension y como se menciono anteriormente ubicado a grandes profundidades al que suelen estar superpuestas las anomalías residuales asociados a estructuras someras de una densidad diferente respecto del medio que las rodea, las cuales poseen una menor amplitud y mayor frecuencia en comparación con las primeras.

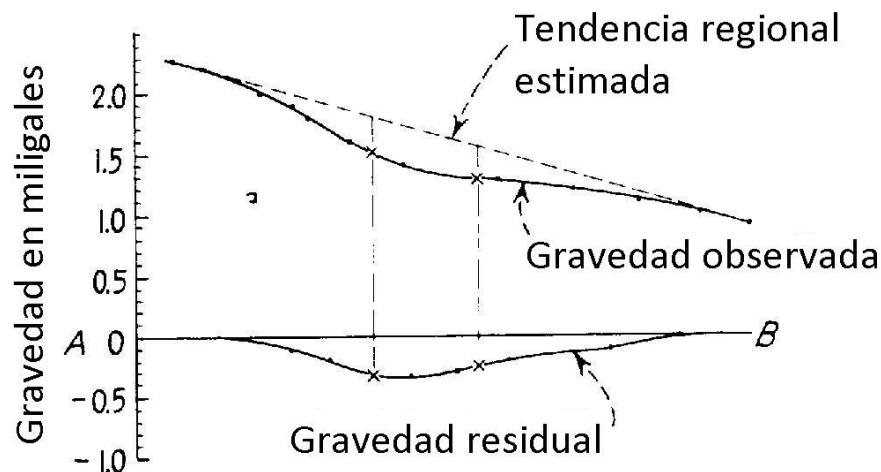


Figura 2.10.1: Perfil de la gravedad que representa la extracción de la tendencia regional (Modificado de Dobrin, 1988)

Transformada de Fourier

Existen variados métodos para la separación de las anomalías, entre los que más destaca y fue utilizado en este trabajo es el de la Transformada de Fourier. Este metodo consiste en aproximar la anomalía de gravedad a funciones armónicas, logrando transferir la información al espectro de amplitudes. En términos generales la Transformada de Fourier se puede expresar como (Caceres, 2007):

$$X(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-j2\pi ft} dt \quad (2.10.15)$$

Donde t : Tiempo.

f : Frecuencia en Herz.

$x(t)$: Señal de prueba.

$e^{-j2\pi ft}$: Fasor de sondeo.

$X(f)$: Espectro en función de la frecuencia f .

Esta técnica, permite la aplicación de filtros para distintas frecuencias con lo cual se pueden separar las anomalías residuales de las regionales. Para estas últimas, se utilizaran filtros pasa-bajo con el fin de obtener solo el efecto regional, y pasa alto de caso contrario, ya que como ha sido mencionado, la anomalía regional presenta una baja frecuencia y gran amplitud de onda, ocurriendo lo opuesto en el caso de las anomalías residuales.

Con la separación de las anomalías residuales y regionales, mediante la aplicación de la transformada inversa de Fourier (ecuación 2.10.16) se puede regresar al dominio original de los datos los cuales se encuentran en unidades de gravedad.

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(f)e^{j2\pi ft} df \quad (2.10.16)$$

2.11. Modelo

Una vez determinada la anomalía de gravedad de interés, se desarrollan modelos para encontrar la forma del cuerpo que provoca dicha anomalía, con los cuales se calculan las anomalías de gravedad generadas por cuerpos de ciertas formas geométricas, lo cual permite ajustar su tamaño, densidad y ubicación de tal manera que se genere una anomalía de gravedad similar a la observada; cabe destacar que es necesario aportar con información geológica de la zona para determinar si los resultados son verídicos.

En este trabajo se construye 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.

La componente vertical de atracción de gravedad de un hilo infinito con masa por unidad de longitud igual a λ , enterrada a una profundidad z es:

$$g_z = 2G\lambda \frac{z}{z^2 + x^2} \quad (2.11.17)$$

Donde asume la realización de mediciones de gravedad en una superficie horizontal, x representa la distancia perpendicular desde el punto de medición al eje longitudinal del cuerpo enterrado.

Para un cilindro de radio R , la masa λ se puede expresar como la multiplicación de la densidad ρ por el volumen. Reemplazando en la ecuación (2.11.17) obtenemos:

$$g_z = 2\pi GR^2 \rho \frac{z}{z^2 + x^2} \quad (2.11.18)$$

(Dobrin, 1988).

La caída del campo de gravedad de un cilindro horizontal con la distancia horizontal desde el punto de la superficie directamente sobre su centro se representa en la siguiente figura.

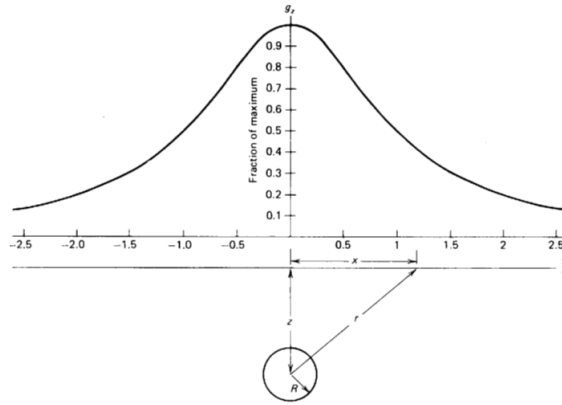


Figura 2.11.1: Campo gravitacional de un cilindro horizontal, la Gravedad es graficada versus la distancia horizontal desde su centro (Dobrin, 1988)

2.11.1. Error cuadrático medio

El error cuadrático medio (RMSE), es la variabilidad media de la distancia entre el valor previsto y el observado. Este parámetro se usa para determinar que tan bien se ajusta un modelo a la realidad observada (Michalewicz et al.,2011). Entre menor sea este valor, mayor será el ajuste entre lo observado y lo modelado.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{pred,i} - X_{obs,i})^2} \quad (2.11.19)$$

Donde N es el numero de puntos, X_{pred} es el modelo y X_{obs} es lo que se observa.

Capítulo 3

Metodología

3.1. Adquisición de datos

Se obtuvo un perfil gravimétrico en la semana entre el 15 y 24 de noviembre del año 2014, utilizando el instrumento Lacoste & Romberg. Se registraron valores de gravedad en 43 puntos, etiquetados como 301,302,...,343 con una distancia aproximada entre ellos de 900 metros. De estos puntos, 41 fueron tomados en el perfil principal ubicado entre las comunas de Carampangue y Santa Juana y los otros 2 restantes se hicieron entre Carampangue y Arauco para así asegurar el hallazgo de un contraste de densidades entre el plutón de Nahuelbuta y el sedimento. El perfil resulto tener un largo total aproximado de 40 km.

Previo a la realización de las correcciones se procedió al acondicionamiento de los datos, que consistió en transformar los datos registrados por el gravímetro que se encuentran en cuentas a medidas en miligales, para lo cual se utilizamos un factor de corrección proporcionado por el instrumento.

Para esta transformación existe una tabla (figura 6.0.1) que nos entrega la conversión de 0 a 7000 cuentas en intervalos de 100, esta tabla incluye además el factor de corrección y el valor de gravedad real. Este acondicionamiento de datos solo provoca un cambio en los valores a lo largo del perfil manteniendo la forma de este.

3.2. Estación Base

El Observatorio Geodésico Integrado Transpotable (TIGO), ubicado en la Universidad de Concepción, en su campus Concepción, fue utilizado como estación base de referencia para el valor absoluto de gravedad.

Debido a que el perfil medido se encuentra a un gran distancia de TIGO, se buscó transferir este valor de gravedad a otros 3 puntos localizados en la Universidad de Concepción (UDEEC). De este modo se usaron esos puntos como referencia mas cercana a la Cordillera Nahuelbuta.



Figura 3.2.1: Distancia entre TIGO y el perfil

Antes de realizar la transferencia del valor de gravedad, se realizaron mediciones en TIGO con el fin de obtener datos de gravedad relativa. Dichas mediciones se llevaron a cabo el 13 de diciembre de 2013 y el 17 de diciembre de 2014 en la superficie del pilar 403 en TIGO (altura sobre el pilar = 5 cm). A partir de estos datos TIGO fue corregido por deriva.

Cabe destacar, que los valores de gravedad en TIGO fueron corregidos por deriva instrumental, tomando como estación de base a él mismo, es decir, se realizaron mediciones en distintos momentos en TIGO con las cuales se realizó el cálculo de dicha corrección.

Otros 3 sitios fueron seleccionados dentro de la Universidad de Concepción con el fin de establecer una nueva base de gravedad absoluta, llevándose a cabo un conjunto de mediciones durante un período de 10 a 12 horas tanto en TIGO como en los sitios UDEC que fueron denominados como FACU (Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas), LADE (pendiente situado a 60 m por delante del FACU) y GRIF (grifo de agua calle situada a 600 metros de FACU). Las mediciones dentro de la Universidad de Concepción fueron realizadas en el año 2013 en el marco del curso Introducción a la Prospección Geofísica. Por otra parte con el mismo objetivo también se realizaron mediciones en la comuna de San Pedro de la Paz, Octava región del Bío-Bío, el cual no fue considerado posteriormente por problemas de logística.



Figura 3.2.2: Tigo y sectores Udec

En la figura (3.2.3) extraída del primer reporte realizado sobre el proyecto en que esta enmarcado este trabajo, se observa que las mediciones de gravedad de TIGO y los sectores LADE, GRIF y FACU presentan una tendencia similar. Sin embargo, existen variaciones tanto en el caso de GRIF como en el de LADE, atribuibles al ruido de la calle, en el caso de GRIF y a la fuerte pendiente formada por una roca metamórfica meteorizada en la que se encuentra LADE. Por tales razones nos centramos en la relación existente entre TIGO y FACU.

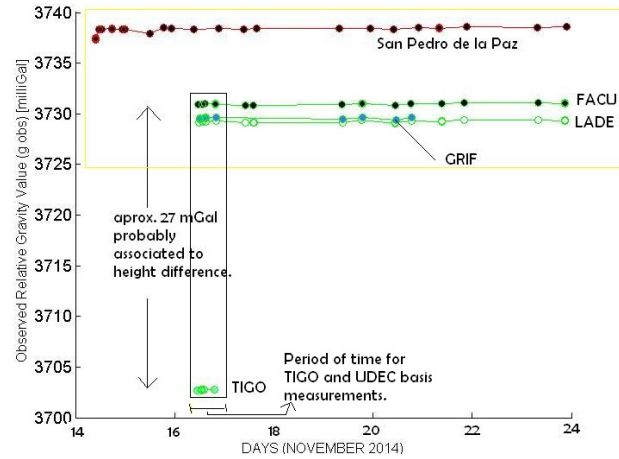


Figura 3.2.3: Tendencia de la gravedad medida en los sectores UdeC , Tigo y de San Pedro.

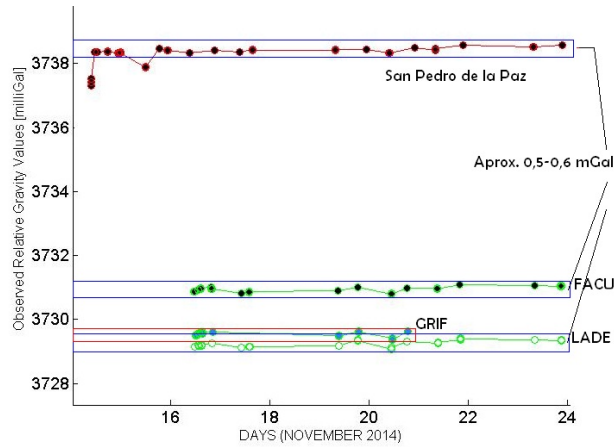


Figura 3.2.4: Variaciones de gravedad en sectores Udec y San Pedro.

En la figura (3.2.4) se observa el orden de variación de la gravedad a lo largo de los días, siendo su fluctuación mas alta de entre 0.5 y 0.6 [mGal] atribuible a la deriva del instrumento.

Seguidamente, continuamos con la determinación de una nueva base en FACU, evaluando las diferencias entre la gravedad medida a distintos momentos en FACU y TIGO y la relación entré ambas. En estos casos se evalúa de acuerdo a la relación de deriva ($\Delta g/\Delta t$) .

De acuerdo al valor de Gravedad absoluta igual a 979924.070[mGal], entregado por el IGM de Chile (Instituto Geográfico Militar), a través de la expresión (3.2.1) fueron obtenidos 4 nuevos posibles valores de gravedad absoluta ,tomándose como nuevo valor de esta el promedio entre estos 4.

$$G_{Absoluta_{facu}} = g_{observado_{facu}}[k] - \frac{\Delta t_{facu}(k) - \Delta t_{tigo}(m)}{\Delta g_{tigo}(m+1, m)} \Delta g_{tigo}(m+1, m) - \sum_{j=N}^{N_m-1} \Delta g_{tigo}(j+1, j) \quad (3.2.1)$$

Donde $m \leq k \leq m+1$

k = Numero de observaciones de FACU en relación con TIGO

m =Numero de observaciones de TIGO en relación con TIGO

- Gravedad absoluta $FACU_1 = 979952,2589[mGal]$
- Gravedad absoluta $FACU_2 = 979952,2593[mGal]$
- Gravedad absoluta $FACU_3 = 979952,2534[mGal]$
- Gravedad absoluta $FACU_4 = 979952,2490[mGal]$

Se observa una variación en el tercer decimal, lo que concuerda con el rango de sensibilidad del instrumento.

Se obtuvo como nuevo valor de gravedad absoluta $979952,255 \pm 0,06[mGal]$, lo que está dentro del rango de error informado por TIGO en Diciembre del 2013 de $\pm 0,07[mGal]$.

Debido a la distancia existentes entre FACU y el perfil, se determinaron otros posibles puntos de bases para la gravedad absoluta en la zona de estudio, específicamente los puntos 301, 310, 314, 318, 322, 326, 330, 334, 337, 340 dentro del perfil.

Por tal motivo se calcularon los valores de gravedad corregidos por deriva de los nuevos puntos de base. Debido a la gran distancia existente entre los puntos, cada nueva base se utilizó como referencia local para las mediciones realizadas por delante de ella durante un día de campo . Durante todos los días, las mediciones de gravedad se abrieron y cerraron en FACU por lo cual los valores de perfil/base se referirán a este sitio como base principal.

Para realizar este procedimiento fue necesario establecer un primer valor de corrección de gravedad, para estimar las variaciones de la gravedad debido a la deriva instrumental medida en los puntos definidos como nuevas bases y luego distribuir tales variaciones al resto del perfil.

Se estimaron los valores de gravedad corregidos por deriva a lo largo del perfil, de acuerdo a los puntos de bases establecidos, mediante la siguiente relación:

$$g_{corregidapor deriva}[k] = g_{observada}[k] - \frac{\Delta t_{punto}(k) - \Delta t_{base}(m)}{\Delta g_{base}(m+1, m)} \Delta g_{base}(m+1, m) - \sum_{j=N}^{N_m-1} \Delta g_{base}(j+1, j) \quad (3.2.2)$$

Donde $m \leq k \leq m+1$

k = Numero de observaciones en los puntos a lo largo del perfil.

m = Número de observaciones en cualquier base más cercana y por delante (en el tiempo y a lo largo de perfil) de las mediciones del punto.

Después de aplicar la ecuaciones (3.2.2) se obtuvieron los valores de gravedad corregidos por deriva.

3.3. Correcciones

3.3.1. Corrección Topográfica

Para esta corrección se requirió considerar la topografía de la zona, es decir, las alturas donde se encuentran las estaciones de medición. En primera instancia, se tuvo el apoyo de un equipo de topógrafos, quienes tomaron mediciones en terreno los días 14 de Agosto y 28 de Octubre el año 2015, hasta el punto 330 del perfil.

Debido a las condiciones del terreno y a la gran cantidad y altura de los árboles que dificultaban las mediciones, se decidió comparar dichas alturas con mapas cartográficos de la zona adquiridos del Instituto Geográfico Militar de Chile, donde se pudo observar una muy buena aproximación entre la mayoría los datos entregados por los topógrafos y las alturas proporcionadas por los mapas, con un promedio de diferencia de 4 metros, una diferencia mínima de 0,59 y la máxima de 40 metros. Cabe destacar que esta última, surgió en el punto 24, donde la medición por parte de los topógrafos fue compleja debido a las condiciones del terreno. Por tal motivo y al hecho que solo se contaba por parte de los topógrafos con los datos hasta el punto 330 se optó por utilizar de las alturas extraídas desde los mapas.

Finalmente a través de la plantilla diseñada por Hammer se realizó el cálculo la corrección de topografía, obteniendo como se acaba de mencionar las alturas de cada sector en que se subdivide dicha plantilla de los mapas cartográficos de la zona, los cuales se encuentran a una escala de 1:50.000. Para esto fue necesario adaptar dicha plantilla al tamaño de estos, es decir, crear una plantilla de la misma escala de los mapas.

Como primer paso se realizó la conversión de las unidades de medida del radio de cada sector de pies a metros, ya que las plantillas de Hammer vienen en esa unidad de medida.

$$\frac{r_{sector}}{3,28} pies = r_{sector}[m] \quad (3.3.3)$$

Luego, a partir de los valores entregados por la ecuación anterior se realiza la adaptación a las medidas del mapa, según la escala:

$$\frac{r_{sector}[m] \times 1[cm]}{500[m]} = r_{sectoraescala}[cm] \quad (3.3.4)$$

El resultado es expresado en centímetros para así poder ser dibujadas y sobrepuestas en los mapas, haciendo posible observar las alturas a través de las plantillas, para finalmente reemplazar estos valores en la ecuación (2.8.12).

En este trabajo solo se consideró hasta el sector denominado por Hammer con la letra J que tiene su radio externo a 6654 metros desde el punto de medición. Los sectores que se encuentran a distancias mayores no fueron utilizados debido a que su aporte al resultado final de la corrección resulta ser despreciable, correspondiendo aproximadamente al 0,0001 %. Por otro lado se realizaron visitas en terreno para obtener las alturas sólo de los sectores C y D, los días 14 de Agosto y 28 de Octubre del año 2015, ya que la resolución de los mapas nos impidió extraer dicha información de manera directa.

3.3.2. Corrección por Latitud

Se aplico la ecuación (2.8.3) a los datos, de manera de incorporar cada una de las mediciones , la corrección por latitud.

3.3.3. Corrección por Aire Libre

Debido a que la tierra no tiene forma de esfera, si no mas bien de elipsoide, para la corrección de Aire libre es necesario calcular su radio según la posición en la que nos encontremos que lleva por nombre radio de curvatura del eje menor y se denota como R_N , en nuestro caso, se utilizo la latitud de cada estación, a través de la siguiente expresión :

$$R_N = \frac{c}{\sqrt{1 - \epsilon^2 \sin^2 \phi_{polo}}} \quad (3.3.5)$$

Donde c es el radio polar, ϵ la excentricidad y ϕ_{polo} la latitud referente al polo. Esta ultima se obtiene de:

$$\phi_{polo} = \frac{\pi}{2} - \phi_{radianes} \quad (3.3.6)$$

Cabe destacar que la latitud debe estar en radianes, entonces para transformar de grados sexagesimales a radianes, hacemos:

$$\phi_{radianes} = \phi_{sexagesimales} \times \frac{\pi}{180} \quad (3.3.7)$$

Reemplazando la ecuación (3.3.7) en (3.3.6) obtenemos la latitud en radianes, necesaria para el calculo de R_N .

Hay que notar que para la realización de esta corrección también se requiere la altura de cada estación, la cual fue extraída de los mapas cartográficos de la zona y G_{normal} que es calculado en la corrección por latitud.

Finalmente al reemplazar los valores recién mencionados en la ecuación (2.8.8) se obtuvo la corrección de Aire libre o altura.

3.3.4. Corrección de Bouguer

Al reemplazar los datos de altura obtenidos de las cartografías de la zona de cada estación en la ecuación (2.8.11) y asumiendo un valor para la densidad promedio de la corteza, se obtuvo la corrección de Bouguer. Una vez realizadas todas las correcciones, se aplicó la ecuación (2.8.13) y se obtuvo la anomalía de Bouguer o de gravedad.

Las variaciones más significativas en el mapa de Bouguer resultan ser el producto de masas de grandes dimensiones ubicadas a una gran profundidad a las cuales suelen estar superpuestas masas mas pequeñas. Por lo tanto fue necesario diferenciar los efectos productos de estas masas, es decir, distinguir el efecto residual del regional, utilizando la **Transformada de Fourier**, cabe destacar que para aplicar este método, las estaciones de medición deben estar equidistantes, lo que se logra mediante una interpolación de los datos.

Una vez aplicada la Transformada de Fourier a nuestros datos, estos fueron filtrados utilizando 3 tipos de filtros, un filtro pasa bajo, con el que se eliminaron las longitudes de onda menores a 20[km], un filtro pasa banda, con el cual se conservaron las longitudes de onda entre 5 y 20 [km] y un filtro de media móvil en intervalos de 5 puntos, donde cada punto es un promedio de los mediciones adyacentes. Logrando así obtener 3 nuevas anomalías de gravedad de interés.

Cabe destacar que todos los cálculos a partir de este punto se realizaron para cada una de las 3 anomalías de gravedad mencionadas.

3.4. 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 Nettleton(1939), siguiendo los siguientes pasos:

1. Cálculo de la anomalía de Bouguer :

$$AB = g_{obs} - G_{normal} + CA - \left(2\pi Gh - \frac{CT}{\rho_0} \right) \times \rho \quad (3.4.8)$$

Donde ρ_0 : Densidad promedio de la corteza terrestre, con la que fue calculada la anomalía de Bouguer en un principio.

ρ : Rango de densidades entre 1000 y 5000 [kg/m^3] con un intervalo de 100 [Kg/m^3] dentro del cual se estima encontrar la densidad de la zona.

2. Determinación del coeficiente de correlación entre las anomalías de Bouguer obtenidas de la ecuación (3.4.8) y la topografía de la zona, escogiendo la densidad con la que resultó una menor correlación.

3.5. Modelo

Finalmente a la Anomalía de Bouguer obtenida con la densidad entregada por el método de Nettleton se le aplicó un filtro media móvil, donde cada punto es un promedio de los mediciones adyacentes, suavizando así la curva de gravedad. A partir de esta nueva Anomalía de Bouguer se construyó un modelo gravimétrico a través cilindros enterrados de forma horizontal bajo la superficie, con 2 interfaces generadas por de una función aleatoria, mas una tercera interfaz dada por la topografía de la zona, las cuales tienen como fin separar zonas con distintas densidades. La grilla de calculo utilizada fue de $40[m] \times 40[m]$. Este modelo fue ajustado en términos de la densidad, profundidad y extensión de manera de generar una anomalía de gravedad similar a la observada.

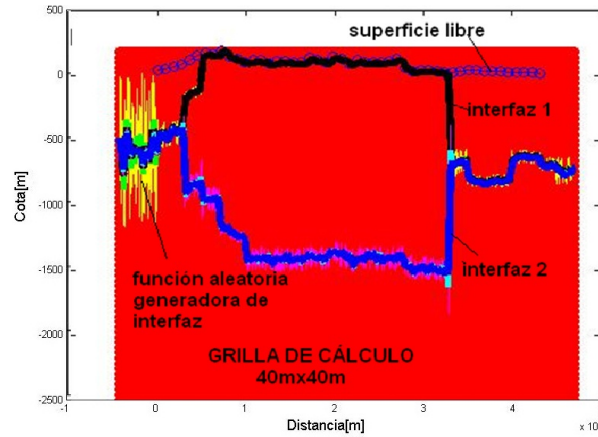


Figura 3.5.1: Esquema representativo del modelo

El ajuste del modelo fue realizado tras una gran número de interacciones obteniéndose 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, asignándole el valor 0 tanto para su anomalía de Bouguer como para su densidad. De este modo para una correcta interpretación, al obtener los valores de densidades del modelo solo hubo que sumarle 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

En este capítulo se revisaran los resultados obtenidos luego de haber aplicado la metodología en los datos adquiridos a través de las mediciones de gravedad. En primera instancia se hará una reseña a la topografía de la zona, para posteriormente mostrar los resultados de la aplicación de cada una de las correcciones a los datos de gravedad, hasta finalmente llegar a los modelos de anomalías de Bouguer generados.

4.1. Datos

La topografía de la zona, específicamente la altura en que se encuentran cada uno de los puntos de medición nos permitió interpretar de manera mas simple las primeras correcciones, relacionadas con los relieves del área en cuestión.

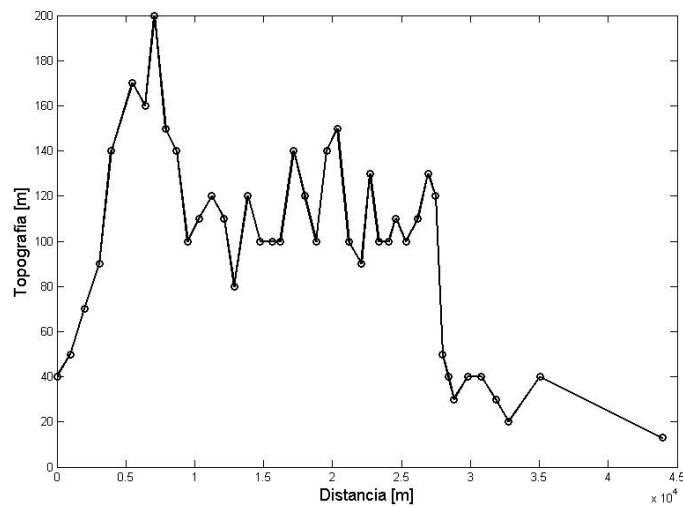


Figura 4.1.1: Alturas de los puntos de medición

Datos de gravedad convertidos a unidades gravimetricas :

Luego de adquirir los datos registrados por el instrumento que se encuentran en medidas de cuentas, se realizo su conversión a unidades de gravedad, específicamente a miligales .

A continuación en la figura (4.1.2) se muestra tanto la gravedad observada en miligales sin ningún tipo de corrección de color azul y de negro una vez aplicada la corrección por deriva instrumental. Se observa una variación muy pequeña del orden de aproximadamente 0,2 [mGal] la cual se hace mas notoria a medida que avanzamos en el perfil, debido a que nos alejamos de la base principal de referencia FACU.

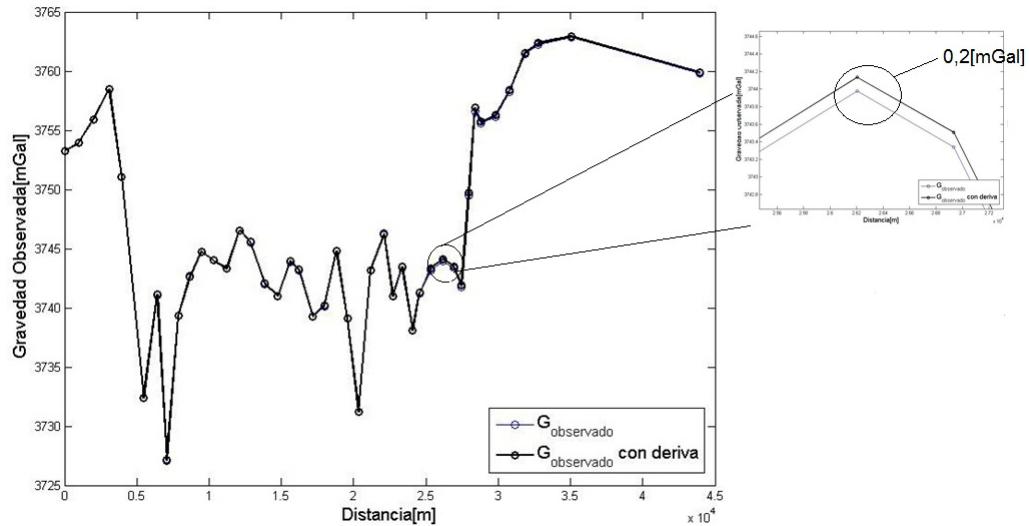


Figura 4.1.2: Gravedad observada sin corregir y corregida por deriva instrumental

Estableciendo como nuevo sistema de referencia la gravedad absoluta medida en TIGO, se obtuvo una nueva gravedad observada, la cual presentó la misma tendencia que la serie original, ya que solo se cambió el sistema de referencia, que bautizamos nuevamente como $G_{observada}$, debido a que no presentó ninguna diferencia significativa con respecto a la original. Esta será finalmente la serie que utilizaremos para el resto del presente trabajo.

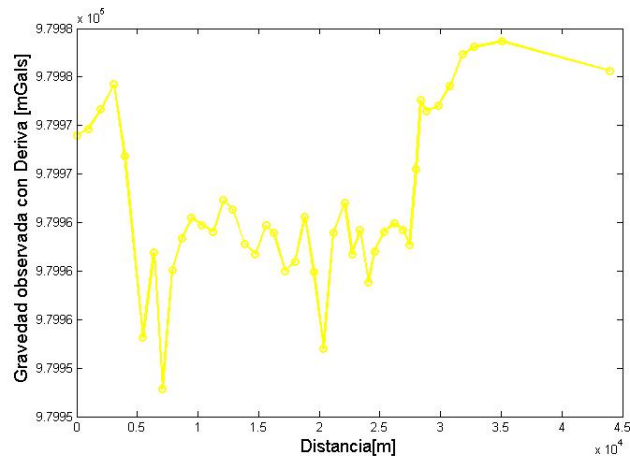


Figura 4.1.3: Gravedad observada corregida por deriva instrumental

4.2. Correcciones

4.2.1. Corrección por latitud

Elimina los efectos en el campo gravitacional producto de la latitud en que se encuentran las estaciones de medición. En la imagen del lado izquierdo, se muestra el resultado la corrección por latitud o gravedad teórica con respecto a la latitud y en la imagen del lado derecho se muestra con respecto a la distancia del perfil.

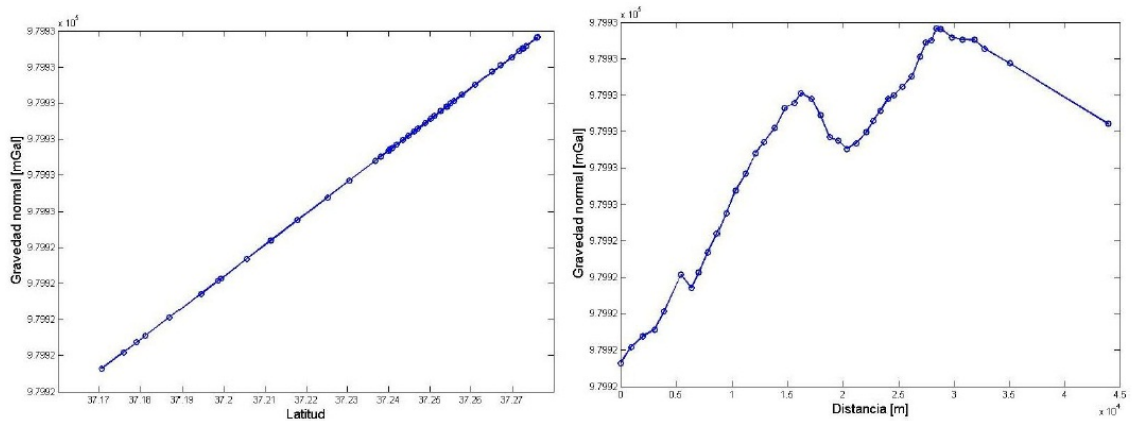


Figura 4.2.1: Corrección por latitud

4.2.2. Corrección de Aire libre

Se corrigieron los efectos de la gravedad producto de las diferencias de alturas. Al comparar las figuras (4.2.2) y (4.1.1) se observa que los valores mas altos de esta corrección coinciden con las estaciones que se encuentran a una mayor altura.

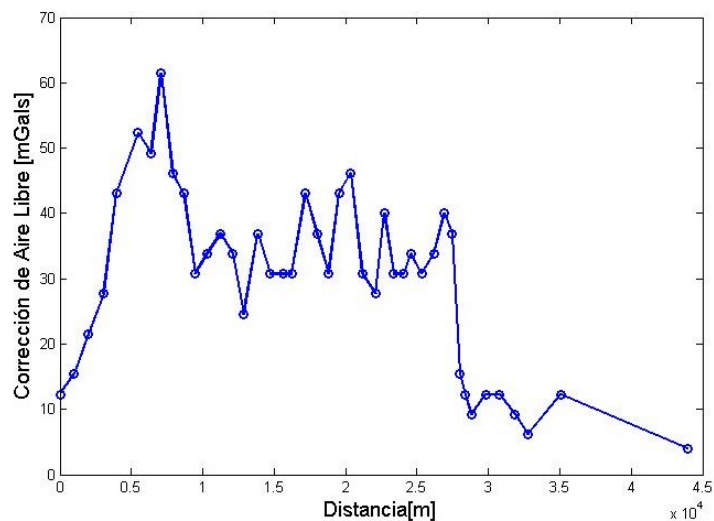


Figura 4.2.2: Corrección de Aire Libre

Luego de aplicar las corrección en que se eliminaban los efectos de deriva instrumental, posición geográfica de las estaciones y la altura en la cual se encuentran, se obtuvo la Anomalia de Aire Libre, la cual se muestra en la figura (4.2.3). La figura muestra que existen grandes variaciones donde existen las mayores diferencias de alturas dentro de nuestra zona de estudio.

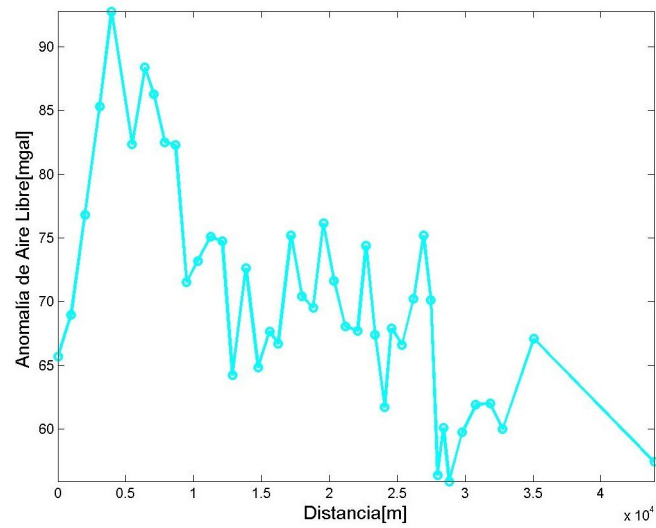


Figura 4.2.3: Anomalia de Aire Libre

4.2.3. Corrección de Bouguer

Como las correcciones aplicadas hasta el momento no toman en cuenta la masa existente entre la estación y el nivel medio del mar, la corrección de Bouguer o placa de Bouguer incorpora los efectos de esta masa aproximándola a un placa de densidad homogénea por sobre el nivel medio del mar y bajo la estación. Si comparamos la corrección de Aire libre (figura (4.2.2)) con esta, observamos que tiene un forma similar pero en sentido contrario, es decir, donde una corrección aumenta la otra disminuye. Sin embargo existe una mayor variación para la corrección de Aire libre, debido a la topografía de la zona.

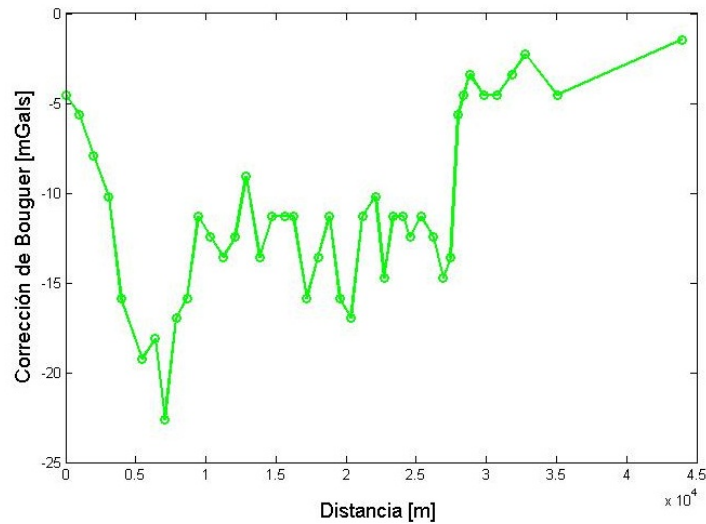


Figura 4.2.4: Corrección de Bouguer

4.2.4. Corrección topográfica

Se eliminaron todos los efectos productos de los detalles topográficos, tales como montañas o valles alrededor de la estación. Obteniéndose para esta corrección variaciones entre los 0,2 y 5 mGal.

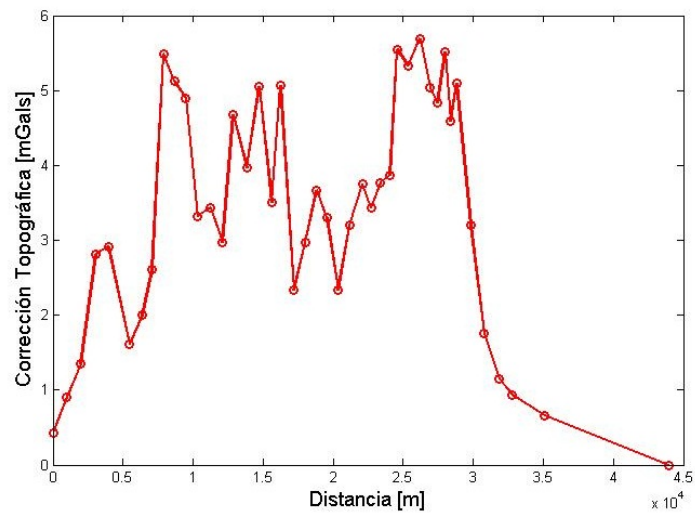


Figura 4.2.5: Corrección Topográfica

4.3. Anomalía de Bouguer

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

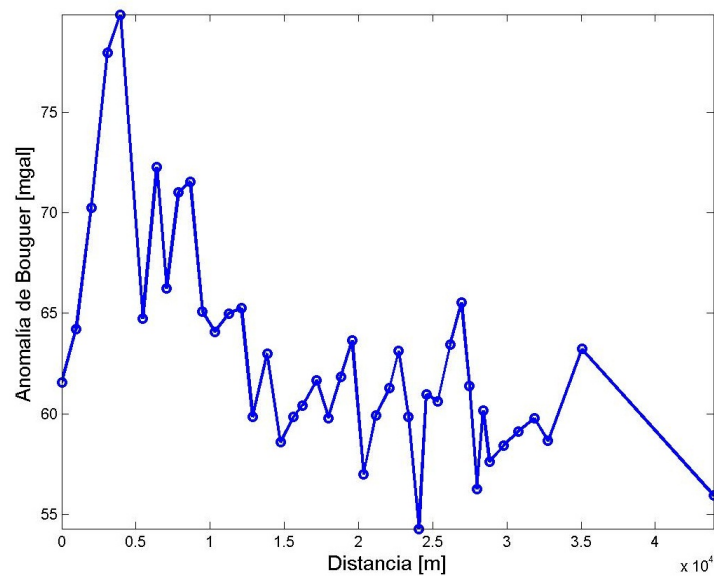


Figura 4.3.1: Anomalía de Bouguer

En la figura (4.3.2) se observa como va cambiando la gravedad observada corregida por deriva instrumental (de color negro) a medida que se le van añadiendo las de mas correcciones. Cabe destacar que desde este punto todos los resultados tendrán como referencia relativa el primer punto del perfil para así simplificar la interpretación de los resultados.

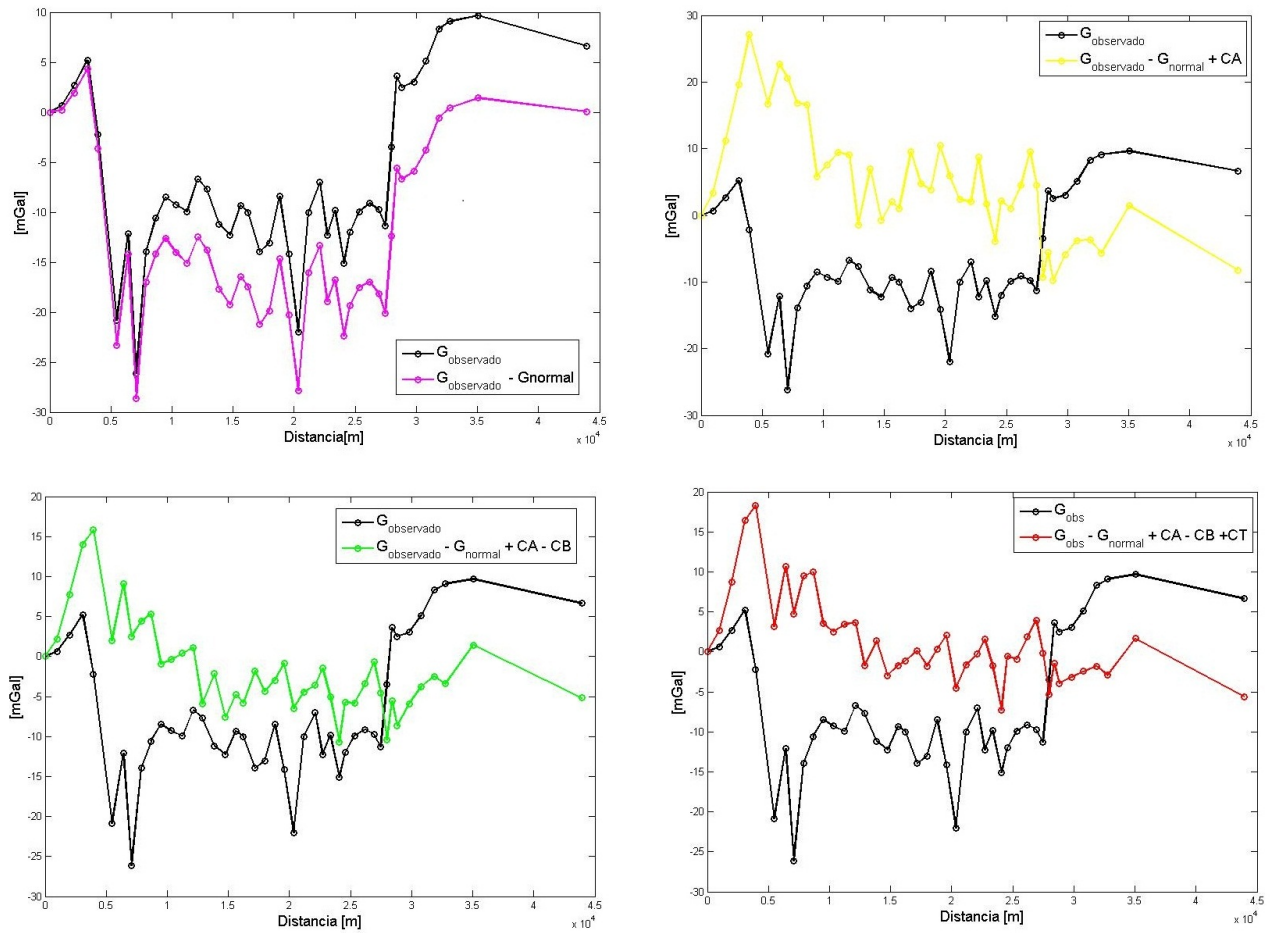


Figura 4.3.2: Variación que provoca cada corrección con respecto a la gravedad observada

Al agrupar y añadir cada una de las correcciones en forma consecutiva hasta obtener la anomalía de Bouguer, en la figura (4.3.3) se observó la variación provocada por cada corrección. Comenzando por la curva de color negro que representa la gravedad observada ya corregida por deriva instrumental, se observa como la curva de color azul que representa la gravedad observada corregida por deriva y latitud, está desplazada hacia abajo con respecto de la curva original debido a los efecto de latitud que corrige, siguiendo con la curva de color amarillo en la que se elimina el efecto de las alturas de zona en la gravedad a través de la corrección de aire libre la cual muestra un gran salto con respecto a la serie original debido a las grandes alturas a corregir, al añadir esta ultima corrección obtenemos como resultando la Anomalía de Aire libre. Posteriormente de color verde se observa la eliminación de la masa entre la estación y el nivel medio del mar a través de la corrección de Bouguer que suaviza un poco el salto causado por la corrección anterior. Finalmente se añadió la corrección topográfica y se obtuvo la anomalía de Bouguer en color rojo.

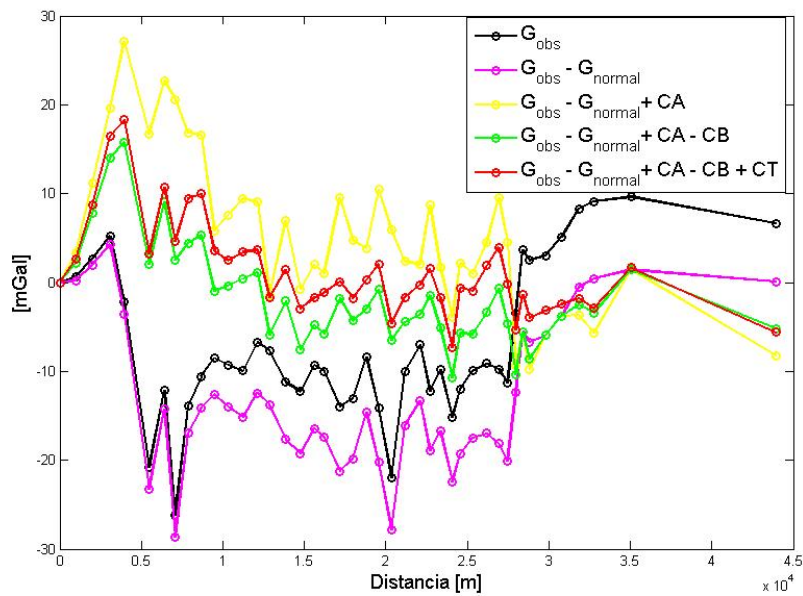


Figura 4.3.3: Agrupación de todas las correcciones

4.4. Determinación de la densidad

Para extraer la anomalía de gravedad de interés se aplicó la Transformada de Fourier la cual exige que los puntos de medición se encuentren equidistantes, lo cual se logró a través de una interpolación de los datos que se muestra en la figura (4.4.1) en donde se observa que no provoca una variación en la tendencia de la curva. Solo se agregan puntos dentro del perfil.

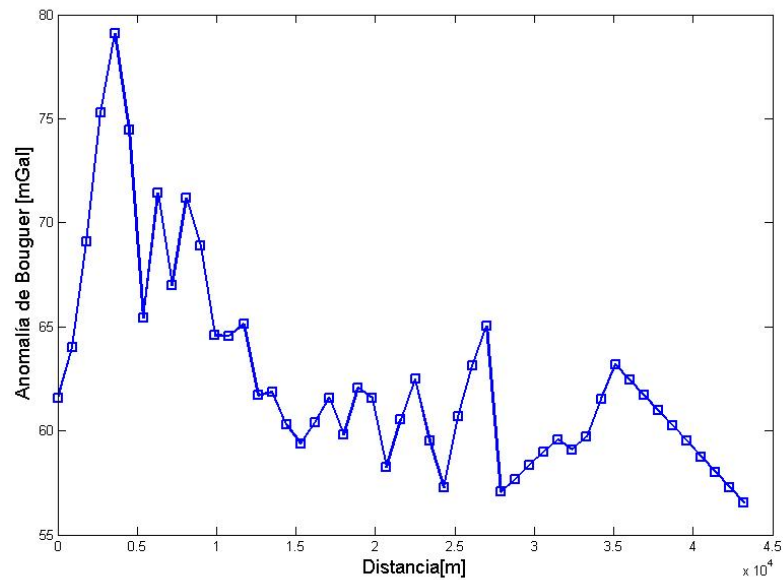


Figura 4.4.1: Anomalía de Bouguer interpolada

Anomalía de Boguer filtrada

Cabe destacar que solo se mostrara el detalle de los resultados para la anomalía de Bouguer obtenida a través de un filtro pasa bajo, para las anomalías de gravedad obtenidas con los filtros de media móvil y pasa banda solo se mostrara el modelo resultante, ya que, el proceso para los 3 filtros es análogo y lo que se busca realzar en este trabajo son los modelos resultantes.

Continuando con la revisión de los resultados. Se observa en la figura(4.4.2) que fueron eliminados todos los efectos de grandes frecuencias a través de un filtro pasa bajo. La nueva anomalía resultante es una anomalía de Bouguer suavizada, en donde se observa la tendencia regional de gravedad, para obtener una visualización mas simple de las variaciones gravimétricas se realizó un corrimiento de la serie a cero, tomando nuevamente el primer punto del perfil como referencia relativa.

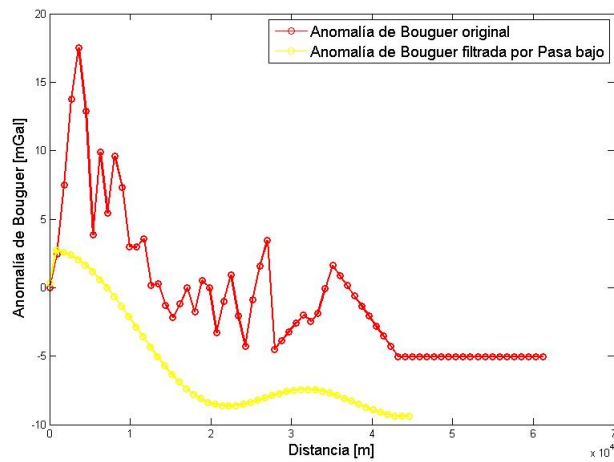


Figura 4.4.2: Anomalia de Boguer filtrada

A partir de la anomalía filtrada, se determinó la densidad representativa de la zona con el método de Nettleton (1939) el cual arrojo $3700[kg/m^3]$, calculándose una nueva Anomalia de Bouguer con esta densidad.

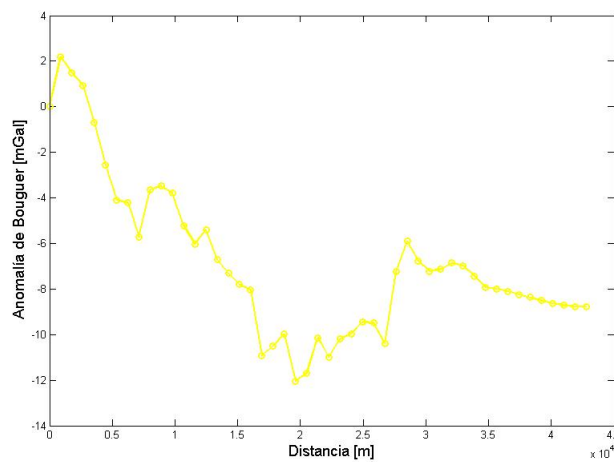


Figura 4.4.3: Nueva Anomalia de Bouguer con una densidad de $3700[kg/m^3]$

4.5. Modelo

Para obtener una curva mas suave aun y eliminar cualquier tipo de ruido, se aplicó un filtro de media móvil a la serie de Bouguer obtenida mediante la densidad entregada por Nettleton, lo cual produjo una serie que se acerca muy bien a la serie original pero con poco ruido.

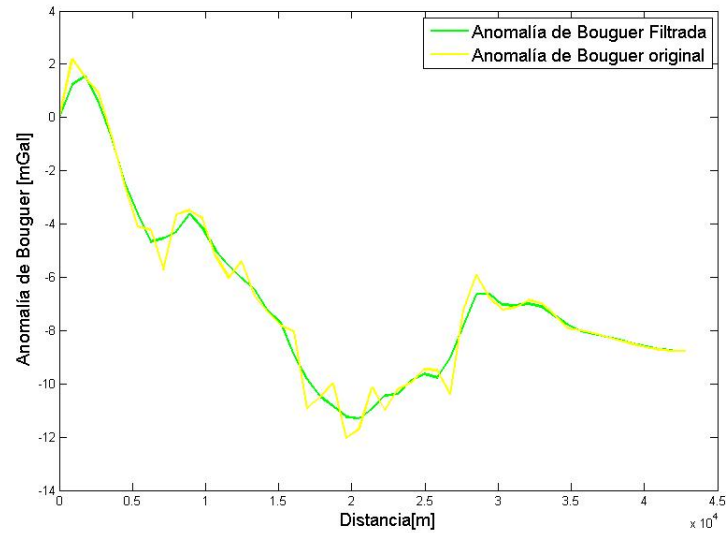


Figura 4.5.1: Anomalía de Boguer filtrada por filtro de media móvil.

4.5.1. Modelo en primera instancia

A continuación en la figura (4.5.2) se muestra el primer modelo, logrado el cual, no produjo un buen ajuste entre la anomalía de gravedad observada y modelada. Cabe destacar que para este primer modelo, solo se referencia la anomalía de Bouguer al primer punto, no así la densidad.

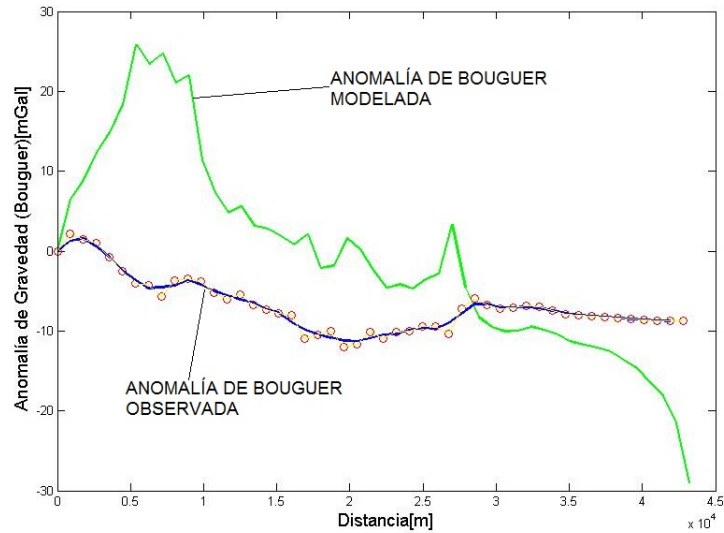


Figura 4.5.2: Primer modelo

4.5.2. Sensibilidad del Modelo

Referenciando tanto la anomalía de Bouguer como la densidad a los valores del punto del perfil, se logró ajustar de mejor manera la anomalía de Bouguer observada con la modelada y mediante la variación de distintos parámetros, se aprecia la sensibilidad del modelo a los cambios de densidad, un ejemplo claro de esto se observa en la figura(4.5.3), ya que al hacer variar la densidad del cuerpo central de 640 a 660[kg/m³] se produce un ligero desajuste entre la anomalía de gravedad observada y la anomalía de gravedad modelada.

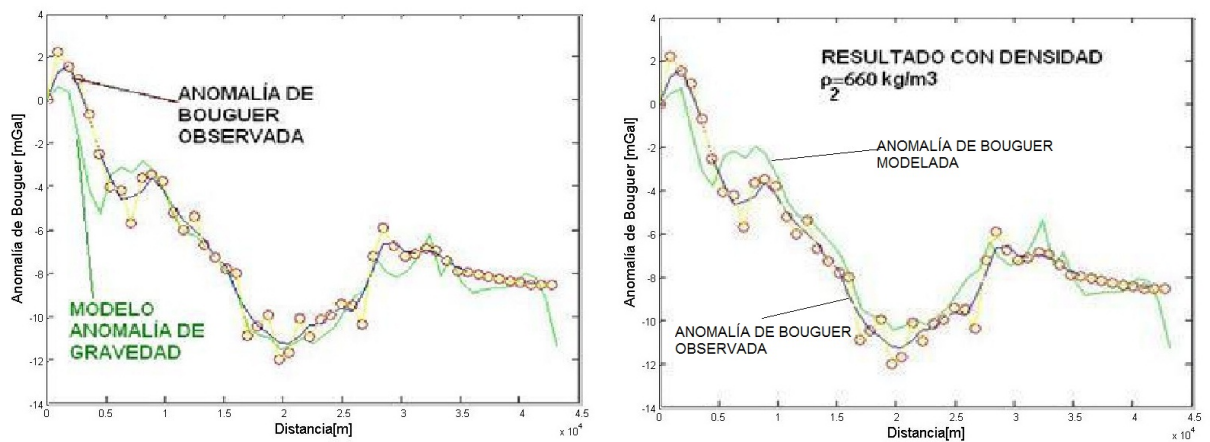


Figura 4.5.3: Modelo con distintas densidades

4.5.3. Modelos obtenidos

En la figura (4.5.4) se observa el primer modelo de la anomalía de Bouguer filtrada a través de un filtro pasa bajo. Referenciado la anomalía de gravedad y la densidad al primer punto del perfil, se logro obtener un modelo que se ajusta muy bien a la anomalía de Bouguer observada.

Cabe destacar que a las densidades mencionadas en la figura (4.5.4), se le debe sumar $2000[kg/m^3]$, ya que esa es la densidad promedio del primer punto del perfil al cual esta siendo referenciado nuestro modelo.

El error cuadrático medio entre la Anomalía de Bouguer Observada y la modelada, dio como resultado 1,1 mGal.

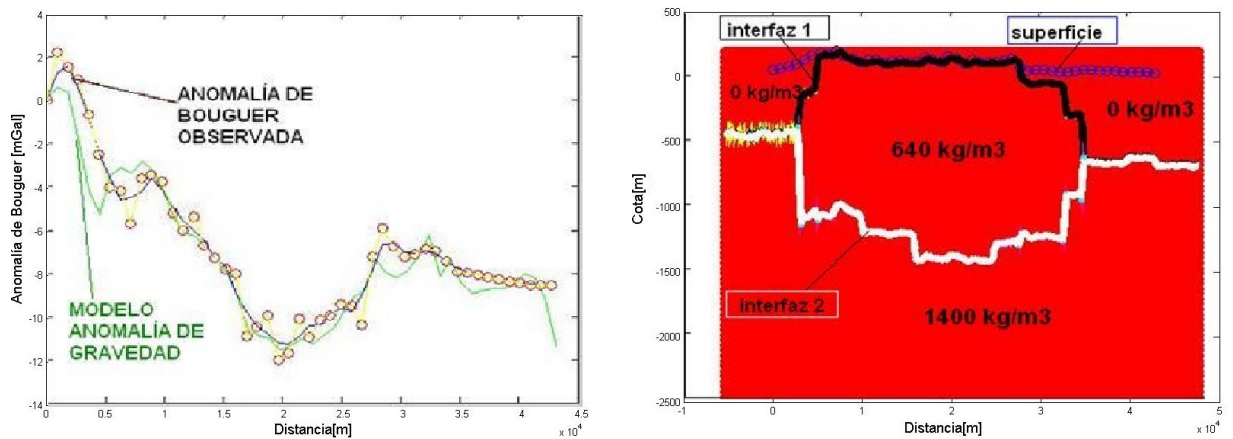


Figura 4.5.4: Primer modelo de Anomalía de Bouguer extraída con filtro pasa bajo

En la figura (4.5.5), se muestra el segundo modelo resultante al aplicar un filtro pasa bajo a la Anomalía de Bouguer, pero teniendo un cuerpo central con dos densidades diferentes de $630[kg/m^3]$ y $640[kg/m^3]$, este modelo además exigió la existencia de 2 cuerpos extras, cercanos a la superficie para de esta manera lograr un ajuste entre la serie observada y la serie modelada resultando un error cuadrático medio de 0,68 mGal.

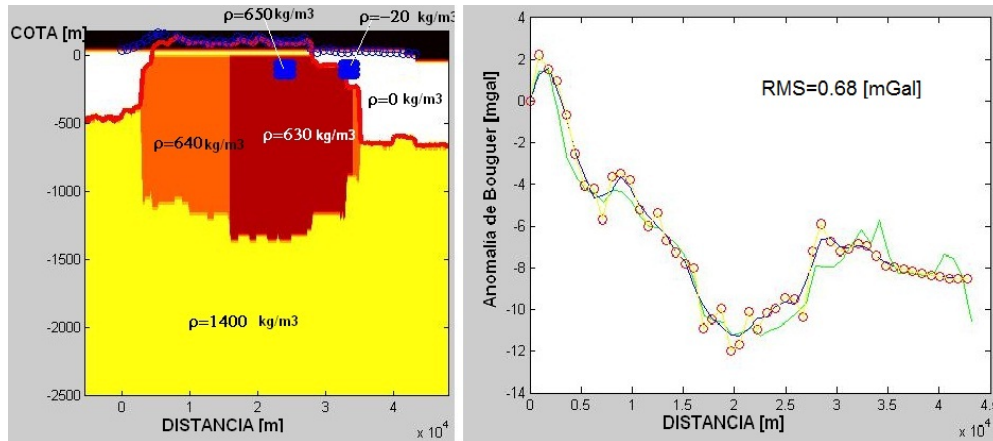


Figura 4.5.5: Segundo modelo de Anomalía de Bouguer extraída con filtro pasa bajo

Al aplicar un filtro medio móvil a la Anomalía de Bouguer observada y realizar su posterior modelacion, obtenemos como resultado el modelo que se observa en la figura (4.5.6). Resultando al igual que los modelos anteriores un cuerpo central con una densidad promedio mayor que la densidad que la zona que lo rodea, además este cuerpo está compuesto por densidades distintas de $640[kg/m^3]$ y $630[kg/m^3]$. En este caso se obtuvo un error cuadrático medio de 1 mGal.

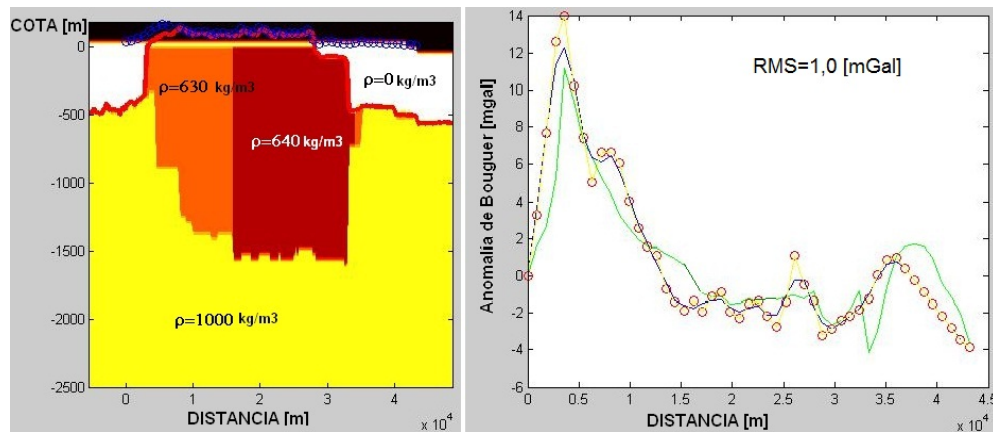


Figura 4.5.6: Modelo de Anomalía de Bouguer extraída por filtro de media móvil

Finalmente, el ultimo modelo que se observa en la figura (4.5.7) se obtuvo a través de la aplicación de un filtro pasa banda a la Anomalía de Bouguer, el cual genera un cuerpo central con una geometría totalmente distinta al resultado de los modelos anteriores, ademas este modelo entrega un cuerpo central con una densidad promedio mayor que la densidad del área que lo rodea y requiere la existencia de un cuerpo extra (de color azul) con una densidad de $700[kg/m^3]$ cercano a la superficie. Para este modelo resulto un error cuadrático medio de 1,3 mGal.

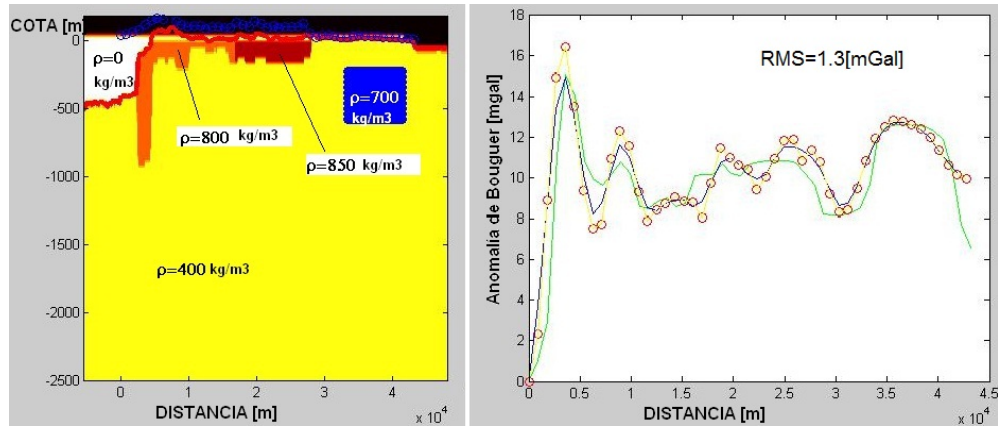


Figura 4.5.7: Modelo de Anomalía de Bouguer extraída con filtro pasa banda

Capítulo 5

Discusión

Para obtener un resultando coherente con la densidad de la zona se debió considerar que la Anomalía de Bouguer con la que fue calculado el modelo tiene como referencia relativa al primer punto del perfil, es decir, se consideró que los valores de Anomalía de gravedad en ese punto eran iguales a cero, por lo que para una correcta interpretación y ajuste del modelo a la Anomalía de Bouguer observada se debe considerar que la densidad en ese punto también tenga valor cero.

Al considerar el punto inicial del perfil como punto de referencia relativa se consiguió un ajuste importante entre la curva de la Anomalía de Bouguer observada y las modeladas, lo que no se logró considerando la densidad del punto 301 distinta de cero.

Otra manera de realizar este modelo hubiese sido referenciarlo a una roca dentro del perfil, para lo cual se debió contar con información precisa de su densidad.

La sensibilidad del modelo obtenido es mostrado en la figura (4.5.3) nos da cuenta que al variar la densidad del cuerpo central en $20[kg/m^3]$, se produce un ligero desajuste en las curvas, lo que nos dice que el modelo responde a cambios en la densidad.

Cabe destacar que los modelos obtenidos tanto de la aplicaciones de un filtro pasabajo como el modelo obtenido de la aplicación de un filtro media móvil nos entregan lo que interpretamos como la anomalía regional de la zona, no así el modelo resultante de la aplicación del filtro pasa banda el cuales nos entregaría la anomalía de gravedad residual.

Desde el punto de vista geológico si consideramos que el primer punto de medición tiene una aproximadamente igual a $2000[kg/m^3]$, lo que corresponde al promedio de densidades de la rocas que componen el sector A, donde su ubica dicho punto.

Por otra parte en los modelos realizados a través de la aplicación de un filtro pasabajo y media móvil, nos entregan un valor de densidad promedio para el cuerpo central igual a $640[kg/m^3]$, referenciando este valor al primero punto del perfil anteriormente mencionado, de la interpretación del modelo obtenemos una densidad para el plutón de Nahuelbuta igual a $2640[kg/m^3]$.

Tomando en cuenta que el plutón de Nahuelbuta esta compuesto mayoritariamente por tonalitas y granodioritas(Hervé et al.,1976), se obtiene una densidad promedio de este de $2747[kg/m^3]$, lo cual difiere en aproximadamente en $100[kg/m^3]$ con respecto a la densidad entregada por estos modelos.

Sin embargo conversaciones sostenidas con el Dr. Steenken sugieren que el plutón estaría compuesto tanto por una roca de mayor densidad que correspondería al gabro, el cual posee una densidad aproximada de $3000[kg/m^3]$, como por otras rocas de densidades menores con respecto a la densidad de la roca caja, que corresponderían a tonalitas y granodioritas.

Por otra parte el modelo obtenido de la aplicación del filtro pasa banda es el único que permite la existencia de un cuerpo central mas denso que la roca que lo rodea.

Capítulo 6

Conclusiones

- Se logró la reducción de datos de gravedad de manera satisfactoria, eliminando todos los efectos que no se encuentren relacionados con la densidad.
- Mediante el análisis y procesamiento de datos gravimétricos se logró detectar la presencia de la masa anómala, la cual se interpreta que correspondería al denominado plutón de Nahuelbuta.
- Debido a la topografía de zona, la corrección que mayor impacto causó fue la de aire libre o altura.
- Se obtuvieron modelos satisfactorios, referenciando la Anomalía de Gravedad y densidad al primer punto del perfil (301).
- El modelo que más se asemejaría a la realidad según lo conversado con el Dr. Steenken es el obtenido a través de la aplicación del filtro pasa banda a la Anomalía de Bouguer, en donde se observa la anomalía gravedad residual de la zona, este modelo permitió la existencia de un cuerpo central con una densidad mayor en comparación a la roca caja y además logra reflejar la geometría de la zona. Sin embargo aún es necesario realizar ajustes en él, que permitan la existencia de un cuerpo central conformado tanto por rocas con densidades mayores a la roca caja como por rocas que posean densidades menores en comparación a la roca hospedante.

Bibliografía

- [1] Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. Gravity Methods. Applied Geophysics (pp.6-32). Cambridge University Press, second edition.
- [2] Milsom, J. (2003). Field geophysics (Vol. 25). John Wiley and Sons.
- [3] Fregenal, M.; López Gómez, J. y Martín Chivelet, M. (coords.) (2009). Ciencias de la Tierra. Diccionarios Oxford-Complutense. Madrid: Editorial Complutense.
- [4] Nettleton, L. L. (1939). Determination of density for reduction of gravimeter observations. Geophysics, 4(3), 176-183.
- [5] Luis A. Estrada. Apuntes de Prospección Gravimétrica. [en línea]; Universidad Nacional de Tucumán. 2012 [fecha de consulta: 27 de noviembre 2014]. Disponible en <http://www.herrera.unt.edu.ar/geofisica/Gravimetria%20para%20Geologos.pdf> >
- [6] Richarte, J. M., Peláez, J. A., Gómez, M. S., & Gil, A. J. (2007). Prospección gravimétrica en la terminación norte del frente montañoso de las Béticas. Iniciación a la Investigación, (2).
- [7] Ryan, G. A., Peacock, J. R., Shalev, E., & Rugis, J. (2013). Montserrat geothermal system: A 3D conceptual model. Geophysical Research Letters, 40(10), 2038-2043.
- [8] Howard L. Hartman, Jan M. Mutmanský (2002). Introductory Mining Engineering (pp.56). John Wiley & Sons, 2002.
- [9] American Society of Civil Engineers (1994). Glossary of the Mapping Sciences (pp.225). ASCE Publications, 1994.
- [10] Dobrin M., Savit C. (1988). Introducción to Geophysical Prospecting. (Capítulo 12). McGraw-Hill International Editions, Fourth Edition.
- [11] Kent A. Pennybaker (1988). Borehole gravity drift correction: A new approach. GEOPHYSICS, 53(10), 1343-1346.
- [12] Richard J. Blakely (1996). Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications (pp.140). Cambridge University Press, 1996.
- [13] Alva L, (1996). Propiedades geofísicas de la tierra. Volumen 10 de Cuadernos del Instituto de Geofísica (pp.29). Plaza y Valdes, 1996.
- [14] Cáceres J., 2007. Transformada de Fourier. [en línea]; CCRMA, Stanford University. [Fecha de consulta: 15 de febrero, 2016]. Disponible en : https://ccrma.stanford.edu/workshops/cm2007/topics/clases/PDFs/05fourier_handout.pdf
- [15] Howard L. Hartman, Jan M. Mutmanský (2002). Introductory Mining Engineering (pp.56). John Wiley & Sons, 2002.
- [16] Fernando Ferraris B. (1981). Mapas geológicos preliminares de Chile. Instituto de investigaciones geológicas.
- [17] H.O. Seigel (1995). A guide to high precision land gravimeter surveys.

- [18] Harold H. Stowell. Tectonics of the Coast Mountains, Southeastern Alaska and British Columbia, Número 343.
- [19] A. Steenken, O. Rabbia, M. López de Luchi, E.Velozo (2013). A progress report on the emplacement mechanism of the Nahuelbuta Pluton based on the anisotropy of the magnetic susceptibility and microstructures. *Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue (2013), PB10, 1-3. Proceedings Montevideo, Uruguay.
- [20] F. Hervé, F. Munizaga, M.Mantovani, M. Hervé (1976). Edades Rb/Sr Neopaleozoicas del basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa. Primer congreso geológico chileno (2 - 7 de Agosto 1976, Santiago).
- [21] J. Michalewicz, J. Henriquez y J. Charamba (2011).Secado de Cajuil (anacardium occidentale l.): Estudio Experimental y Modelado de la Cinética de Secado. *Inf. tecnol.* vol.22 no.6 La Serena 2011.
- [22] A. Fragoso Irineo (2011). Estudio gravimétrico del valle San José de Guaymas. Universidad de Sonora. División de Ciencias Exactas y Naturales, 2011.
- [23] V. Olaya (sin fecha), Sistema de información geográfica. [en linea][Fecha de consulta: 5 de Enero 2016]. Disponible en: http://volaya.github.io/libro-sig/chapters/Fundamentos_cartograficos.html

Anexos

MILLIGAL VALUES FOR LACOSTE & ROMBERG, INC. MODEL G GRAVITY METER #G-330					
COUNTER READING*	VALUE IN MILLIGALS	FACTOR FOR INTERVAL	COUNTER READING*	VALUE IN MILLIGALS	FACTOR FOR INTERVAL
000	000.00	1.06277	3600	3824.23	1.06301
100	106.28	1.06266	3700	3930.53	1.06306
200	212.54	1.06255	3800	4036.84	1.06310
300	318.80	1.06245	3900	4143.15	1.06314
400	425.04	1.06235	4000	4249.46	1.06317
500	531.28	1.06226	4100	4355.78	1.06320
600	637.50	1.06218	4200	4462.10	1.06323
700	743.72	1.06212	4300	4568.42	1.06325
800	849.93	1.06207	4400	4674.74	1.06327
900	956.14	1.06202	4500	4781.07	1.06329
1000	1062.34	1.06198	4600	4887.40	1.06330
1100	1168.54	1.06194	4700	4993.73	1.06331
1200	1274.74	1.06190	4800	5100.06	1.06331
1300	1380.93	1.06189	4900	5206.39	1.06330
1400	1487.11	1.06188	5000	5312.72	1.06329
1500	1593.30	1.06188	5100	5419.05	1.06326
1600	1699.49	1.06189	5200	5525.38	1.06322
1700	1805.68	1.06191	5300	5631.70	1.06316
1800	1911.87	1.06194	5400	5738.02	1.06311
1900	2018.06	1.06198	5500	5844.33	1.06306
2000	2124.26	1.06202	5600	5950.63	1.06300
2100	2230.46	1.06207	5700	6056.93	1.06293
2200	2336.67	1.06212	5800	6163.23	1.06285
2300	2442.88	1.06218	5900	6269.51	1.06276
2400	2549.10	1.06224	6000	6375.79	1.06265
2500	2655.33	1.06230	6100	6482.05	1.06252
2600	2761.56	1.06236	6200	6588.30	1.06237
2700	2867.79	1.06242	6300	6694.54	1.06220
2800	2974.03	1.06250	6400	6800.76	1.06200
2900	3080.28	1.06257	6500	6906.96	1.06179
3000	3186.54	1.06265	6600	7013.14	1.06155
3100	3292.81	1.06272	6700	7119.29	1.06132
3200	3399.08	1.06279	6800	7225.43	1.06107
3300	3505.36	1.06285	6900	7331.53	1.06079
3400	3611.64	1.06291	7000	7437.61	
3500	3717.93	1.06296			

* Note: Right-hand wheel on counter indicates approximately 0.1 milliga.

Figura 6.0.1: Tabla para la transformaciones de cuantas a Miligales del gravimetro Lacoste & Romberg

Ubicación y gravedad observada en cada estación

Estación	Latitud	Longitud	Gravedad Observada [mGal]
301	-37°10,239'	-72°57,417'	3753,248
302	-37°10,551'	-72°57,867'	3753,910
303	-37°10,743'	-72°58,413'	3755,918
304	-37°10,874'	-72°59,011'	3758,471
305	-37°11,223'	-72°59,361'	3751,051
306	-37°11,493'	-72°59,817'	3732,381
307	-37°11,666'	-73°0,285'	3741,092
308	-37°11,954'	-73°0,516'	3727,070
309	-37°12,340'	-73°0,727'	3739,346
310	-37°12,682'	-73°0,994'	3742,709
311	-37°13,073'	-73°1,201'	3744,764
312	-37°13,508'	-73°1,337'	3744,003
313	-37°13,833'	-73°1,744'	3743,324
314	-37°14,211'	-73°2,039'	3746,545
315	-37°14,416'	-73°2,404'	3745,542
316	-37°14,688'	-73°2,896'	3742,011
317	-37°15,067'	-73°3,206'	3740,947
318	-37°15,161'	-73°3,702'	3743,883
319	-37°15,356'	-73°3,981'	3743,167
320	-37°15,237'	-73°4,509'	3739,219
321	-37°14,935'	-73°4,842'	3740,147
322	-37°14,510'	-73°4,962'	3744,785
323	-37°14,448'	-73°5,389'	3739,070
324	-37°14,287'	-73°5,801'	3731,230
325	-37°14,397'	-73°6,258'	3743,191
326	-37°14,608'	-73°6,744'	3746,257
327	-37°14,821'	-73°7,010'	3740,943
328	-37°15,015'	-73°7,319'	3743,423
329	-37°15,246'	-73°7,646'	3738,073
330	-37°15,306'	-73°7,926'	3741,226
331	-37°15,468'	-73°8,328'	3743,172
332	-37°15,660'	-73°8,777'	3743,976
333	-37°16,031'	-73°8,919'	3743,342
334	-37°16,305'	-73°9,006'	3741,744
335	-37°16,350'	-73°9,298'	3749,490
336	-37°16,567'	-73°9,346'	3756,615
337	-37°16,56'	-73°9,586'	3755,555
338	-37°16,404'	-73°10,125'	3756,112
339	-37°16,361'	-73°10,687'	3758,213
340	-37°16,353'	-73°11,289'	3761,415
341	-37°16,186'	-73°11,793'	3762,254
342	-37°15,909'	-73°13,059'	3762,832
343	-37°14,770'	-73°17,986'	3759,841



CERTIFICADO Y MONOGRAFÍA DE VÉRTICE (TER. 049/2015)

VÉRTICE: HUAS		LUGAR: BASE NAVAL TALCAHUANO	
FOTOGRAFÍAS GENERALES			
			
FOTO PARTICULAR		COORDENADAS SIRGAS (WGS-84)	
		NORTE : 5.936.172,712	
		ESTE : 668.587,214	
		M. CENTRAL : 75°	
		ZONA : 18	
		LATITUD : 36° 42' 18.63037" S	
		LONGITUD : 73° 06' 45.40633" W	
ALTURAS		N.M.M. 4,221 m. N.R.S. 5,221 m.	
		ELIPSOIDAL 23.585 m.	
TIPO ESTACIÓN : Primaria			
		VIGENTE	
DESCRIPCIÓN: El vértice y Cota Fija de Marea "HUAS" se encuentra ubicado entre los dos cañones existentes al costado derecho del acceso al muelle Huascar en el interior de la Base Naval de Talcahuano. El vértice corresponde a un disco de bronce empotrado en la base de concreto.			

- Este Vértice Geodésico fue adquirido por: JAIME ARTURO BELMONTE-POOL, el 19 de marzo de 2015.
- Los derechos de propiedad de este Vértice Geodésico son exclusivos del Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada, el cual está facultado legalmente para su comercialización, por lo tanto, queda prohibida su venta, transferencia, entrega en parte de pago o donación y su reproducción total o parcial. Asimismo, el Servicio no se responsabiliza por modificaciones, adiciones o alteraciones que se efectúen al certificado y monografía original.
- Para realizar mediciones en este vértice, solicitar al correo serviciosterceros@shoa.cl con 7 días hábiles de anticipación, la coordinación para el ingreso a esta repartición, indicando el nombre y C.I. de las personas que ingresarán.

DEPTO. ORIGEN: TER.

Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada de Chile
Entrepuzo 254 - Playa Ancha - Casilla 324 - Valparaíso - Chile
Fono: 56-32-2266666 / Fax: 56-32-2266540
E-mail: shoa@shoa.cl / www.shoa.mil.cl

Figura 6.0.2: Certificado de la compra de vértice necesario para el trabajo de realizado por los topógrafos

CERTIFICADO DE VALORES DE GRAVEDAD

Fecha, 30 de Diciembre de 2014
O/T N° 1495-14

Solicitadas por : **ARTURO BELMONTE.**

Sistema de Referencia : IGSN 1971
Unidad : miligales

Nombre de Estación	Coordenadas Geográficas		Gravedad
	Latitud	Longitud	
TIGO	36° 50' 37''	73° 1' 32''	979924.070

NOTA: Las coordenadas entregadas en este certificado son solo referenciales.



Germán Aguilera Reyes
Calculista
Departamento Geodésico

Figura 6.0.3: Certificado de valor de gravedad para TIGO