



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

**CARACTERIZACIÓN GRAVIMÉTRICA DE LA ZONA NORTE DE LA
CUENCA ESTERO CATEMU: ANÁLISIS DE UN ACUÍFERO EN ROCA
FRACTURADA**

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

FELIPE IGNACIO SAN MARTÍN TELLO

PROFESOR GUÍA:
EMILIO VERA SOMMER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DANIEL DÍAZ ALVARADO
SERGIO CONTRERAS GONZÁLEZ
MATÍAS TAUCARE TORO

Este trabajo ha sido financiado por:

Proyecto CORFO N° 19CTIGH-121349 Centro Avanzado Para Tecnologías del Agua (CAPTA)
Núcleo de Geofísica Aplicada (NGA), Departamento de Geofísica, Universidad de Chile

SANTIAGO DE CHILE
2023

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE:
MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOFÍSICA
POR: FELIPE IGNACIO SAN MARTÍN TELLO
FECHA: 2023
PROF. GUÍA: EMILIO VERA SOMMER**

CARACTERIZACIÓN GRAVIMÉTRICA DE LA ZONA NORTE DE LA CUENCA ESTERO CATEMU: ANÁLISIS DE UN ACUÍFERO EN ROCA FRACTURADA

El estudio de acuíferos en roca fracturada debería constituir una prioridad para el entendimiento de los sistemas de aguas subterráneas del país, considerando que éstos pueden contribuir entre 5% y 50% de la recarga de acuíferos limitados por montañas (Wilson y Guan, 2004). El proyecto “Agua en Rocas fracturadas: Sistematización para la explotación en Chile”, llevado a cabo por el Núcleo del Geofísica Aplicada (NGA) para el Centro Avanzado para Tecnologías del Agua (CAPTA), busca ampliar el conocimiento respecto a este tipo de acuíferos con el propósito de aportar mejores y mayores antecedentes para la gestión hídrica en Chile, considerando que el 80% del territorio continental corresponde a superficies montañosas. Para ello, se definió la cuenca hidrográfica del estero Catemu, provincia de San Felipe de Aconcagua en la Región de Valparaíso, como una zona de interés debido a su dimensión, ubicación geográfica en la cordillera de la Costa y características geológicas.

Este estudio tiene como objetivo estudiar el efecto de la geometría y estructura del basamento en la circulación de aguas subterráneas en la cabecera de la cuenca estero Catemu mediante un análisis gravimétrico 2D y 3D. Incorporando resultados de estudios hidrogeológicos e hidrogeofísicos paralelos al presente trabajo, se busca establecer el rol de las rocas fracturadas en los procesos de circulación de agua hacia depósitos aluviales. Para este estudio, se diseñó y ejecutó una campaña de terreno, donde se adquirieron 728 puntos gravimétricos distribuidos en 32 perfiles EW y un 1 perfil sísmico.

Los principales resultados en términos de la geometría de cuenca evidencian que el depósito aluvial actúa como conducto preferencial de las aguas hacia el valle de Catemu, y que posee una potencia sedimentaria máxima de aproximadamente 160 [m]. Además, debido a su particular estructura sedimentaria, caracterizada por un aumento abrupto del espesor de la capa de sedimentos en el frente de montaña, se constituye como una vía rápida de infiltración hacia el sistema de aguas profundo, con lo que el depósito aluvial cumple un relevante rol hidrogeológico en la recarga para el sistema acuífero local. Por su parte, la inversión 3D de la anomalía gravimétrica residual muestra que la zona superior del basamento presenta densidades menores a las esperadas para este tipo de litología. Esto se interpreta como un basamento con fracturamiento que disminuye en profundidad. La identificación de esta capa junto a la incorporación de resultados complementarios permite proponer la existencia de circulación de agua a través de basamento fracturado y una conexión hidrogeológica de este medio con el aluvial.

Dada la efectividad de la metodología propuesta para caracterizar espacialmente medios fracturados, se propone su aplicación en acuíferos costeros, cuya sobreexplotación hídrica podría facilitar intrusiones salinas, afectando la calidad de las aguas.

*Separarse de la especie por algo superior,
no es soberbia, es amor.*

Gustavo Cerati

Agradecimientos

Agradezco al Núcleo de Geofísica Aplicada (NGA) y al Centro Avanzado Para Tecnologías del Agua (Proyecto CORFO N°19CTIGH-121349) por financiar esta investigación. Además, agradezco la ayuda del profesor Juan Carlos Baez (CSN), quien facilitó un GPS diferencial y datos GNSS necesarios para los procesamientos, y a la dirección de obras hidráulicas (DOH) de la región de Valparaíso por autorizarnos a realizar la adquisición de datos en el depósito aluvial.

A todas las personas de mi comisión: Al profe Emilio, por querer ser mi profe guía, por sus consejos y por ser Magallánico; A Sergio, por enseñarme que incluso ante problemas graves hay que buscar solución; Al profe Daniel por darme la oportunidad de hacer clases en Geofísica y a Matías, por tener siempre la disposición a ayudarme a mejorar mi investigación. Agradezco también a Lucho Villegas y a Andrei Maksymowicz, por darme consejos geofísicos claves en momentos donde lo necesitaba. A toda la gente que nos apoyó en los terrenos: Borja, Isa, Nacho, Mati, Aaron. Agradezco el esfuerzo y cariño que le pusieron en condiciones a veces complicadas (estuvimos 1 mes en terreno, locura).

A mis amigos de plan común, especialmente al Chelo, Superman, Harry, Roa, Nico, Emanuel, Santos, Maxi y a los cabros del DVI que me faltan. A mis grandes amigos del nuevo DGF: La jefa Nicole, Don Camilos y Nane. Y especialmente a las 3 personas que me acompañaron en distintas etapas de la U: A la Nany por ser mi (única) compañera de licenciatura y una amiga espectacular, a la Johana por el camino que nos tocó recorrer juntos, y a la Marianita, por ser mi mejor amiga y por existir. A todos ustedes que me acompañaron en momentos alegres y difíciles, gracias.

Pero especialmente debo agradecer a mi familia: A mis abuelos Gloria y Osvaldo, tía Karin y Santiaguito, por darme los abrazos que tanto necesitaba y las comidas que tanto añoraba mientras estaba lejos. A mis hermanas Pifis, por ser nuestra alegría desde que nació y a la Jeny (tonta) por ser mi compañera de vida. A mi mamá Jessica y mi papá Andrés, por todo el amor que nos han dado en nuestra vida y por darnos la oportunidad de cumplir nuestros sueños, muchas veces a costa de los suyos. Los amo con todo mi corazón, este trabajo va dedicado a ustedes.

Y a mis gatos: Chester, Tontin, Kuzco, Alemania y Betty, por ser los amores de mi vida.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Introducción	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. Alcances	3
2. Marco conceptual	4
2.1. Ciclo del agua (Fetter, 2018)	4
2.2. Acuíferos (Fetter, 2018)	6
2.2.1. Porosidad	6
2.2.2. Conductividad hidráulica	7
2.2.3. Transmisividad	7
2.2.4. Cota hidráulica y flujos de agua	8
2.3. Acuíferos en medios fracturados	10
2.4. Recarga de bloque de montaña	12
3. Marco Teórico	13
3.1. Gravimetría	13
3.1.1. Geoide y elipsoide de referencia	14
3.1.2. Procesamiento de datos gravimétricos	15
3.1.3. Corrección por mareas	15
3.1.4. Corrección por deriva instrumental	16
3.1.5. Corrección por latitud y gravedad normal	17
3.1.6. Anomalías Gravimétricas	17
3.1.7. Anomalía de aire libre	18
3.1.8. Anomalía de Bouguer simple	18
3.1.9. Corrección topográfica y anomalía de Bouguer Completa	19
3.1.10. Modelación 2D de perfiles gravimétricos	21
3.1.11. Filtrado de datos gravimétricos	22
3.1.12. Inversión 3D de anomalía residual	23
3.2. Sísmica de refracción	27
4. Marco geológico e hidrogeológico	28
4.1. Contexto tectónico	28
4.2. Cuenca hidrográfica del río Aconcagua	29
4.3. Subsubcuenca Estero Catemu	30
4.3.1. Formación Veta Negra, Klvn (Thomas, 1958)	32

4.3.2.	Formación Cerro Morado, Kilm (Carter y Aliste, 1962)	32
4.3.3.	Formación Las Chilcas, Klc (Thomas, 1958)	32
4.3.4.	Depósitos cuaternarios (Rivano, 1996)	32
4.3.5.	Estudio geotécnico	33
4.3.6.	Geología estructural (Boyce et al., 2020)	35
4.4.	Marco hidroclimático	35
4.4.1.	Regional	35
4.4.2.	Local	35
4.5.	Recursos hídricos en cuenca	37
4.5.1.	Derechos de agua subterráneos	37
4.5.2.	Usos de derechos de agua	37
5.	Estudios complementarios en la cuenca del Aconcagua	38
5.1.	Recarga de bloque montañoso en la cuenca del Aconcagua	38
5.2.	Estudios geológicos y geofísicos complementarios	39
5.2.1.	Caracterización geoelectrica del depósito aluvial	39
5.2.2.	Estudio geológico e hidrogeoquímico de la cuenca Estero Catemu	40
6.	Adquisición y procesamiento de datos geofísicos	42
6.1.	Diseño del estudio gravimétrico	42
6.2.	Adquisición de datos	42
6.3.	Procesamiento de datos GPS	44
6.3.1.	Mapa de errores	45
6.4.	Densidad del depósito sedimentario y basamento	46
6.4.1.	Densidad de sedimento	46
6.4.2.	Densidad de basamento	46
6.4.3.	Disparo 1	49
6.4.4.	Disparo 2	50
6.4.5.	Disparo 3	51
6.4.6.	Relación entre velocidad de onda P y densidad	52
6.5.	Proceso de datos gravimétricos	52
6.5.1.	Delta gravimétrico	52
6.5.2.	Anomalía de aire libre	54
6.5.3.	Anomalía de Bouguer simple	55
6.5.4.	Corrección topográfica	55
6.5.5.	Anomalía de Bouguer completa	59
6.6.	Modelación 2D de perfiles	60
6.7.	Inversión 3D de anomalía residual	62
7.	Resultados	64
7.1.	Modelado 2D de perfiles gravimétricos	64
7.2.	Inversión gravimétrica 3D	69
7.3.	Comparación entre modelos 2D y 3D	72
8.	Interpretación de resultados	73
8.1.	Geometría de basamento	73
8.2.	Estructura de densidad de la zona de estudio	75
8.2.1.	Depósito sedimentario	76

8.2.2.	Zona de transición (ZT)	76
8.2.3.	Basamento profundo	78
8.3.	Modelo hidrogeológico conceptual del depósito aluvial	78
9.	Conclusiones	80
	Bibliografía	82
	Anexos	87
A.	Datos medidos	87
A.1.	20 de septiembre de 2020 (Scintrex CG3)	87
A.2.	22 de septiembre de 2020 (Scintrex CG3)	87
A.3.	4 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)	89
A.4.	5 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)	90
A.5.	6 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)	91
A.6.	7 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)	92
A.7.	7 de octubre de 2020 (Scintrex CG5)	93
A.8.	8 de octubre de 2020 (Scintrex CG5)	93
A.9.	11 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)	94
A.10.	11 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	95
A.11.	12 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)	97
A.12.	12 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	98
A.13.	13 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)	99
A.14.	13 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	100
A.15.	14 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)	101
A.16.	14 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	102
A.17.	15 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)	103
A.18.	15 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	104
A.19.	16 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)	105
A.20.	16 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	106
A.21.	17 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	107
A.22.	17 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)	108
B.	Modelado de perfiles 2D	109
C.	Anomalía residual y filtrado	121

Índice de tablas

2.1.	Valores representativos de conductividad hidráulica para distintos tipos de rocas, Domenico et al. (1998).	8
4.1.	Información disponible para constreñir modelos gravimétricos, Mendoza (2019)	34
4.2.	Demanda hídrica del año 2017 por rubro, subcuenca Aconcagua medio. DGA, 2017	37
6.1.	Estación base ubicada en el Cerro el Roble, CSN.	45
6.2.	Cantidad de mediciones GPS ubicadas entre rangos de errores determinados. .	45
6.3.	Densidad de suelo según tipo de suelo (Telford et al., 1990; Carmichael et al., 2017)	47
6.4.	Modelo de capas inclinadas con velocidad constante	48
8.1.	Cálculo de la porosidad ϕ para distintos valores de densidad ρ en base a la ec. (2.2). Se considera una densidad de la roca matriz de $\rho = 2,58$ [gr/cc] y que la porosidad está totalmente rellena con aire ($\rho_p = 0,0$ [gr/cc]) o con agua ($\rho_p = 1,0$ [gr/cc]).	77
A.1.	Datos registrados el día 20/09/2021 con Scintrex CG3.	87
A.2.	Datos registrados el día 22/09/2021 con Scintrex CG3.	88
A.3.	Datos registrados el día 04/10/2021 con Lacoste y Romberg.	89
A.4.	Datos registrados el día 05/10/2021 con Lacoste y Romberg.	90
A.5.	Datos registrados el día 06/10/2021 con Lacoste y Romberg.	91
A.6.	Datos registrados el día 07/10/2021 con Scintrex <i>L&R</i>	92
A.7.	Datos registrados el día 07/10/2021 con Scintrex CG5.	93
A.8.	Datos registrados el día 08/10/2021 con Scintrex CG5.	93
A.9.	Datos registrados el día 11/11/2021 con Scintrex CG3.	95
A.10.	Datos registrados el día 11/11/2021 con Scintrex CG5.	96
A.11.	Datos registrados el día 12/11/2021 con Scintrex CG3.	97
A.12.	Datos registrados el día 12/11/2021 con Scintrex CG5.	98
A.13.	Datos registrados el día 13/11/2021 con Scintrex CG3.	99
A.14.	Datos registrados el día 13/11/2021 con Scintrex CG5.	100
A.15.	Datos registrados el día 14/11/2021 con Scintrex CG3.	101
A.16.	Datos registrados el día 14/11/2021 con Scintrex CG5.	102
A.17.	Datos registrados el día 15/11/2021 con Scintrex CG3.	103
A.18.	Datos registrados el día 15/11/2021 con Scintrex CG5.	104
A.19.	Datos registrados el día 16/11/2021 con Scintrex CG3.	105
A.20.	Datos registrados el día 16/11/2021 con Scintrex CG5.	106
A.21.	Datos registrados el día 17/11/2021 con Scintrex CG3.	107
A.22.	Datos registrados el día 17/11/2021 con Scintrex CG5.	108

Índice de Ilustraciones

2.1.	Ciclo hidrológico, modificado de Fetter (2018)	5
2.2.	Elementos de balance hídrico en una cuenca.	6
2.3.	Diagrama de cota hidráulica, cota de punto A y carga hidráulica respecto a un datum de referencia.	9
2.4.	Red de flujo. La dirección del agua (flechas celestes) sigue una trayectoria perpendicular a las isolíneas de cota hidráulica (líneas negras).	10
2.5.	Modelo conceptual de un acuífero en roca, modificado de Gao et al. (2018).	11
2.6.	Mountain block recharge, Markovich (2019)	12
3.1.	Esquema para definición de gravedad o campo gravitatorio de masa puntual m (ecuación 3.3).	14
3.2.	Fuerza de gravedad sobre P producida por un elemento de masa dm de un volumen V .	14
3.3.	Elipsoide equipotencial de referencia. Su especificación depende de 4 parámetros: semieje mayor a , semieje menor b , masa total de la Tierra M , y velocidad angular de rotación ω . La latitud geográfica λ es el ángulo que forma la perpendicular a la superficie del elipsoide con el plano ecuatorial.	15
3.4.	Corrección ETC para zona de estudio (aluvial de Catemu) entre los días 1 y 9 de octubre del año 2021, en base a fórmula de Longman (1959). El valor de la corrección puede en pocas horas cambiar en hasta alrededor de 0,2 [mgal].	16
3.5.	Corrección instrumental para datos medidos el día 22/09/2021 con instrumento Scintrex CG3.	17
3.6.	Aproximación mediante placa de Bouguer de espesor h a volumen entre superficie y datum, considerando con densidad ρ constante, y con una topografía constante.	18
3.7.	Incorporación de cerros (A) y valles (B) al cálculo de gravedad en punto P. Los cerros tendrán un efecto de atracción hacia el centro de gravedad de ellos, mientras que los valles tendrán un efecto contrario de repulsión desde ellos.	19
3.8.	Cálculo de gravedad producida en punto P por una columna de sección infinitesimal dS . Ecuación (3.14) da la contribución de un pedazo de esa columna entre z y $z+dz$. La contribución completa de la columna se consigue integrando entre h_0 y h . r y R son las distancias horizontales y hasta el tope de la columna respectivamente desde el punto P de medición.	20
3.9.	Discretización de cuerpo en un polígono con n vértices, modificada de Won & Bevis (1987).	21
3.10.	Definición de elementos espaciales para el cálculo de la gravedad dg_z producida por un elemento de grilla j -ésimo en un punto i -ésimo ubicado en la superficie.	24
3.11.	Definición de geometría para el caso de $n-1$ capas sobre un semiespacio. La Figura representa la n -ésima refracción crítica que se propaga por el tope del semiespacio con velocidad V_n .	27

4.1.	Principales características morfoestructurales de Chile. Imagen modificada de Taucare et al. (2022)	29
4.2.	Subsubcuenca Estero Catemu.	30
4.3.	Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de Quiroga (2022)	31
4.4.	Ubicación de pozos con elevación de basamento, Mendoza 2019	33
4.5.	Perfil construido por Quiroga (2023) con información de pozos de Mendoza (2019)	34
4.6.	Precipitación mensual medida en estación pluviométrica Catemu, periodo 1954-2018.	35
4.7.	Caudal mensual de estero Catemu en estación Puente Santa Rosa.	36
4.8.	Canales presentes en la zona de estudio, tomado de Quiroga (2023).	36
4.9.	Derechos de agua subterránea en subsubcuenca Catemu.	37
5.1.	Mountain Block Recharge (MBR) en la cuenca del Aconcagua, Figueroa et al. (2021).	38
5.2.	Modelo conceptual de unidades geoelectricas, Cabeza (en prep.).	39
5.3.	Modelos geoelectricos para perfil TEM 1, Cabeza (en prep.).	40
5.4.	Cota hidráulica en depósito aluvial inferida mediante modelos de resistividad eléctrica, Cabeza (en prep.).	40
5.5.	Potencial de recarga difusa, Quiroga (2023).	41
6.1.	Gravímetros y GPS diferenciales utilizados en adquisición de datos.	43
6.2.	Montaje de estación gravimétrica (gravímetro Scintrex CG3 y GPS diferencial Topcon Odyssey) en terreno.	43
6.3.	Ubicación de estaciones gravimétricas y de GPS diferencial en el área de estudio. En el sector Norte se ubica una grilla de datos adquiridos cada 100 [m] tanto en la componente NS y EW, mientras que en el sector Sur de la imagen se encuentra el perfil aproximadamente EW realizado próximo a la localidad de Cerrillos de Catemu.	44
6.4.	Error en la componente vertical de datos GPS para el conjunto de estaciones adquiridas en la campaña de la cuenca de Catemu.	46
6.5.	Disposición de geófonos (círculos naranjos) y disparos procesados (estrellas amarillas) en línea sísmica adquirida en sector de aluvial de Catemu.	47
6.6.	Modelo de capas los datos del perfil sísmico.	48
6.7.	Disparo 1, selección de primeras llegadas.	49
6.8.	Ajuste de modelo mostrado en figura 6.6 para primeras llegadas de disparo 1.	49
6.9.	Disparo 2, selección de primeras llegadas.	50
6.10.	Ajuste de modelo mostrado en figura 6.6 para primeras llegadas de disparo 2.	50
6.11.	Disparo 3, selección de primeras llegadas.	51
6.12.	Ajuste de modelo mostrado en figura 6.6 para primeras llegadas de disparo 3.	51
6.13.	Relación de Nafe-Drake entre V_p y densidad. En el gráfico se identifican 2 puntos, correspondientes a las velocidades $V_p=1,4$ [km/s] ($\rho=1,45$ [gr/cc]) y $V_p=4,2$ [km/s] ($\rho=2,42$ [gr/cc]).	52
6.14.	Delta gravimétrico calculado para total de datos adquiridos considerando zona de aluvial de Catemu y perfil en sector de Cerrillos de Catemu.	53
6.15.	Anomalía de aire libre calculada para total de datos adquiridos.	54
6.16.	Anomalía de Bouguer simple calculada para total de datos adquiridos.	55

6.17.	Representación de la discretización espacial para el cálculo de la corrección topográfica, Oasis Montaj. Las líneas verdes corresponden al modelo de elevación digital integrado mientras que las líneas azules punteadas corresponden a una corrección del programa al DEM para centrar uno de los vértices en el punto central donde se desea calcular la corrección (punto azul).	56
6.18.	Corrección topográfica calculada con programa Oasis Montaj para $\rho=1.0$ [gr/cc]	57
6.19.	Ubicación de perfiles gravimétricos usados para una comparación de la corrección topográfica entre la metodología del programa Oasis montaj y una discretización espacial en columnas.	58
6.20.	Comparación cálculo corrección topográfica para perfil gravimétrico 1.	58
6.21.	Comparación cálculo corrección topográfica para perfil gravimétrico 6.	59
6.22.	Comparación cálculo corrección topográfica para perfil gravimétrico 12.	59
6.23.	Anomalía de Bouguer completa para zona de estudio, considerando corrección topográfica mostrada en Figura 6.18	60
6.24.	Elección interactiva de regional para perfil 1	61
6.25.	Elección interactiva de geometría de cuenca para perfil gravimétrico 1. El último modelo propuesto se muestra en amarillo, mientras que la nueva geometría, trazada haciendo uso del mouse, se muestra con una línea celeste.	62
7.1.	Perfiles gravimétricos mostrados en capítulo de resultados. De sur a norte, los perfiles corresponden a: 1) Perfil 32 (A-A', Figura 7.2), 2) Perfil 2 (B-B', Figura 7.3), 3) Perfil 7 (C-C', Figura 7.4), 4) Perfil 12 (D-D', Figura 7.5), 5) Perfil 32 (E-E', Figura 7.6), 6) Perfil 26 (F-F', Figura 7.7).	64
7.2.	Perfil gravimétrico 32 (A-A' en Figura 7.1). $ e _1=0.087$	65
7.3.	Perfil gravimétrico 2 (B-B' en Figura 7.1). $ e _1=0.045$	65
7.4.	Perfil gravimétrico 7 (C-C' en Figura 7.1). $ e _1=0.045$. Entre 1400 [m] y 1900 [m] este perfil corresponde al abanico aluvial AA1. Entre 1500 [m] y 1700 [m] se produce un cambio abrupto en la elevación del basamento.	66
7.5.	Perfil gravimétrico 12 (D-D' en Figura 7.1). $ e _1=0.045$. Entre 2000 [m] y 2500 [m] se produce un aumento de la elevación del basamento y una disminución del espesor sedimentario.	66
7.6.	Perfil gravimétrico 18 (E-E' en Figura 7.1). $ e _1=0.025$. Entre 1500 [m] y 1900 [m] este perfil corresponde al abanico aluvial AA2. Entre 1700 [m] y 1900 [m] se produce un cambio abrupto en la elevación del basamento.	67
7.7.	Perfil gravimétrico 26 (F-F' en Figura 7.1). $ e _1=0.037$	67
7.8.	Elevación de basamento en depósito aluvial.	68
7.9.	Espesor sedimentario en depósito aluvial.	68
7.10.	Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.	69
7.10.	Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.	70
7.11.	Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.	70

7.11.	Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.	71
7.12.	Modelado directo 2D e inversión 3D para perfil gravimétrico 12.	72
8.1.	Mapa de espesor sedimentario. Se identifican dos depocentros (D1 y D2), dos abanicos aluviales (AA1 y AA2) y una zona de aumento local de la elevación de basamento y disminución de espesor sedimentario (B1).	74
8.2.	Mapa de elevación de basamento y de cota piezométrica inferidas a partir de la investigación de Cabeza (2022). B1 indica una zona de aumento local de la elevación de basamento y disminución de espesor sedimentario. Flechas indican flujos de agua subterránea perpendiculares a isolíneas de cota piezométrica.	74
8.3.	Modelo propuesto para la zona de estudio. Se compone de 3 unidades: Sedimento ($\rho < 2,10$ [gr/cc]), basamento fracturado (ρ entre 2,10-2,50 [gr/cc]) y basamento ($\rho > 2,50$ [gr/cc]).	75
8.3.	Meteorización en basamento. En la primera imagen se observa el depósito aluvial, que colinda con un cerro perteneciente a la Fm. Las Chilcas. En la segunda imagen se observa un afloramiento de basamento con fracturamiento. Imágenes pertenecientes a Quiroga (2023).	76
8.4.	Vista en corte de inversión 3D en la misma ubicación que perfil geotécnico (ver ubicación en Figura 4.5). ZT corresponde a zona de transición en modelo inverso. ZF corresponde a zona de fracturamiento identificado en basamento a partir de estudio geotécnico (Mendoza, 2019). Imagen modificada de Quiroga (2023).	77
8.5.	Modelo conceptual de procesos de recarga en depósito aluvial.	79
B.1.	Perfil gravimétrico 1. $ e _1=0,055$	109
B.2.	Perfil gravimétrico 3. $ e _1=0,055$	109
B.3.	Perfil gravimétrico 4. $ e _1=0,042$	110
B.4.	Perfil gravimétrico 5. $ e _1=0,063$	110
B.5.	Perfil gravimétrico 6. $ e _1=0,075$	111
B.6.	Perfil gravimétrico 8. $ e _1=0,054$	111
B.7.	Perfil gravimétrico 9. $ e _1=0,057$	112
B.8.	Perfil gravimétrico 10. $ e _1=0,055$	112
B.9.	Perfil gravimétrico 11. $ e _1=0,054$	113
B.10.	Perfil gravimétrico 13. $ e _1=0,071$	113
B.11.	Perfil gravimétrico 14. $ e _1=0,059$	114
B.12.	Perfil gravimétrico 15. $ e _1=0,050$	114
B.13.	Perfil gravimétrico 16. $ e _1=0,037$	115
B.14.	Perfil gravimétrico 17. $ e _1=0,055$	115
B.15.	Perfil gravimétrico 19. $ e _1=0,021$	116
B.16.	Perfil gravimétrico 20. $ e _1=0,051$	116
B.17.	Perfil gravimétrico 21. $ e _1=0,083$	117
B.18.	Perfil gravimétrico 22. $ e _1=0,0296$	117
B.19.	Perfil gravimétrico 24. $ e _1=0,069$	118
B.20.	Perfil gravimétrico 25. $ e _1=0,055$	118
B.21.	Perfil gravimétrico 28. $ e _1=0,059$	119
B.22.	Perfil gravimétrico 29. $ e _1=0,048$	119
B.23.	Perfil gravimétrico 30. $ e _1=0,063$	120
B.24.	Perfil gravimétrico 31. $ e _1=0,164$	120

C.1.	Filtro de continuación ascendente aplicado a los datos de anomalía residual para $z = 50$ [m].	121
------	--	-----

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción

El estudio de acuíferos en medios fracturados se constituye como una necesidad en un país como Chile, donde la superficie montañosa abarca el 80 % de su territorio continental, pero cuyo aporte no es considerado como un elemento relevante dentro del sistema hidrológico. De acuerdo con la proyección del balance hídrico calculada para el año 2026, todas las regiones al norte de la Región de O’higgins presentarán un balance negativo entre oferta y demanda del recurso (DGA, 2011), dentro de las que destacan la Región de Valparaíso ($\Delta=-38,7 [m^3/s]$) y la Región Metropolitana ($\Delta=-51,4 [m^3/s]$), las que poseen mayor cantidad de población en el país y los desbalances más significativos. Las principales razones de este desbalance se relacionan con la megasequía que afecta a la zona central de Chile desde el año 2010, la cual ha producido un déficit de precipitación anual entre un 25 - 45 % (Garreaud *et al.*, 2017). Por lo demás, se presentan una serie de factores antrópicos cuyo efecto se encuentra en estudio, como lo son la minería, agricultura e industria.

Comprender los elementos que forman parte del sistema hidrológico es esencial para tener un manejo óptimo y sostenible del recurso hídrico, especialmente en un contexto de desbalance como el expuesto anteriormente. Para ello, un primer paso corresponde a la construcción de un modelo hidrogeológico local, que puede ser definido como una colección de hipótesis que describen el entendimiento del sistema de aguas subterráneas, entregando información general e interna del sistema acuífero. En éste, se consideran aspectos como los límites, propiedades y/o procesos relevantes para la pregunta de investigación que se busca resolver (Enemark *et al.*, 2019). Basados en estos modelos se realizan modelaciones hidrológicas integradas de cuenca, siendo éstas una representación numérica de la hidrología (superficial y/o subterránea) de un sector. Los modelos numéricos en general idealizan y simplifican las condiciones hidrológicas e hidrogeológicas que permitan la descripción de las condiciones y procesos más importantes de una cuenca (Gangas *et al.*, 2002).

Un tipo de recarga no convencional que debe ser incorporado a los modelos numéricos dada su relevancia corresponde a un proceso que Wilson *et al.* (2004) denominó como “recarga del bloque de montaña”. Esta recarga corresponde al flujo de aguas subterráneas desde montañas adyacentes a acuíferos aluviales. Diversos estudios han mostrado que este elemento llega a representar entre un 5 % a un 50 % de las recargas totales de acuíferos limitados por montañas (Paschke, 2007; Gardner, 2009; Doyle *et al.*, 2015; Peng *et al.*, 2016), por lo que

incluir este tipo de recarga puede tener un efecto significativo en los resultados y aportes de los modelos numéricos hidrogeológicos. Dado que existe un efecto orográfico asociado a una mayor precipitación en zonas montañosas que en valles, la interacción entre los bloques de montaña y valles aluviales debe ser estudiada. En particular, las cuencas hidrográficas emplazadas sobre la Región de Valparaíso y Metropolitana presentan una estructura morfoestructural similar marcada por 3 unidades (Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal) que interactúan entre si constituyendo un sistema hidrológico complejo.

Considerando que ya se han realizado estudios representativos para acuíferos limitados por la Cordillera Principal (Figuroa *et al.*, 2021; Taucare *et al.*, 2020a; Taucare *et al.*, 2020b), el proyecto “CAPTA-P7: Agua en rocas fracturadas” definió como zona piloto la cuenca intramontana del Estero Catemu, ubicada en la Cordillera de la Costa. Ésta presenta indicios de fracturamiento en basamento, un gradiente orográfico considerable (500 [m.s.n.m] en el valle y >2000 [m.s.n.m] en zonas del bloque montañoso) y una dimensión que permite realizar una caracterización hidrogeofísica detallada. El presente estudio busca caracterizar la geometría de la cuenca y la estructura del basamento en la cabecera del valle de Catemu mediante un estudio gravimétrico 2D y 3D. Para ello, se realizó una adquisición de datos gravimétricos en un depósito aluvial considerado como frente de recarga. Las mediciones fueron distribuidas a lo largo de una grilla con mediciones cada 100 [m] en las componentes NS y EW. Esta caracterización permitiría estudiar la forma de la cuenca (relevante para modelos numéricos), definir la geometría de estructuras con un posible rol hidrogeológico y establecer la existencia o ausencia de un medio fracturado en el bloque de montaña.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Estudiar el efecto de la geometría y estructura del basamento en la circulación de aguas subterráneas en el borde norte del Valle del Estero Catemu mediante un análisis gravimétrico 2D y 3D.

1.2.2. Objetivos específicos

- Diseñar, planificar y ejecutar una campaña de adquisición de datos gravimétricos y GPS en la cabecera de la cuenca hidrográfica del Estero Catemu.
- Procesar datos gravimétricos y de sísmica de refracción para la obtención de la anomalía gravimétrica de la zona de estudio.
- Construir un mapa de elevación de basamento y espesor sedimentario sobre el depósito aluvial al norte del valle de Catemu, mediante el modelado directo de perfiles gravimétricos 2D.
- Obtener un modelo tridimensional refinado de densidades del depósito aluvial mediante la inversión 3D de datos de anomalía gravimétrica residual.
- Analizar el rol de la geometría y estructura de basamento en la circulación de las aguas del acuífero en el área de estudio.

1.3. Alcances

Los principales alcances del estudio se presentan a continuación:

- La densidad de basamento, necesaria para el procesamiento de datos gravimétricos, se definió en base a la modelación de datos de sismica de refracción y mediciones de densidad en roca efectuadas en otros estudios en la Fm. Las Chilcas.
- Los datos gravimétricos y de DGPS fueron procesados utilizando en coordenadas geográficas WGS84, proyección UTM 19S.
- El modelado 2D de perfiles gravimétricos fue constreñido mediante información de 8 pozos disponibles y 49 mediciones de transiente electromagnético adquiridas en el marco de un estudio de tesis paralelo.
- La elaboración de mapas de elevación de basamento y espesor sedimentario fue realizada interpolando perfiles gravimétricos 2D EW paralelos.
- La inversión gravimétrica consideró como modelo inicial la geometría de cuenca obtenida mediante modelos 2D.
- La interpretación de resultados y el modelo hidrogeológico conceptual propuesto fueron realizados incorporando las conclusiones de estudios hidrogeológicos e hidrogeofísicos complementarios.
- Las interpretaciones están enfocadas en la posible identificación espacial de un medio fracturado.

Capítulo 2

Marco conceptual

2.1. Ciclo del agua (Fetter, 2018)

La hidrología se define como el estudio de las aguas contenidas en la Tierra (atmósfera, superficie y suelo), en términos de su ocurrencia, distribución, movimiento y química. De toda el agua que contiene el sistema hidrológico, un 97,2 % se presenta como aguas salinas contenidas en el océano mientras que el 2.8 % restante se distribuye en casquetes de hielo y glaciares (2,14 %), agua subterránea (0,61 %), agua superficial (0,009 %) y atmósfera (0,001 %). La circulación del agua entre el océano, la atmósfera y el suelo corresponden al ciclo hidrológico, y en éste ocurren procesos que regulan la interacción entre estos ambientes teniendo como principal fuente energética la radiación solar y la gravedad, tal como ejemplifica la Figura 2.1.

La mayor fuente de agua corresponde a los océanos, a partir de los cuales se produce evaporación desde su superficie. Esta agua se mueve a través de la atmósfera hasta que las condiciones atmosféricas sean las adecuadas para que se produzca la condensación de ellas en lluvia y/o nieve. En caso de que esta precipitación caiga a superficie, puede almacenarse temporalmente como hielo, nieve o agua, puede escurrir por medio de un curso de agua o, en caso de que la superficie sea porosa y/o esté fracturada, puede infiltrarse al sistema subterráneo. Los procesos inversos a la precipitación corresponden a la evapotranspiración, la cual considera la evaporación de aguas superficiales, así como la transpiración de plantas. Finalmente, las aguas que no son evapotranspiradas (superficiales y subterráneas) vuelven al océano, formando un ciclo.

Para estudiar los elementos del ciclo hidrológico en un sistema más local es necesario introducir el concepto de cuenca, que puede ser definida de diversas formas:

- **Cuenca topográfica:** corresponde a toda área superficial cuya pendiente se dirige hacia un punto de descarga particular, siendo delimitada por la topografía.
- **Cuenca hidrogeológica:** volumen subterráneo a través del cual las aguas subterráneas fluyen hacia un mismo punto de descarga.

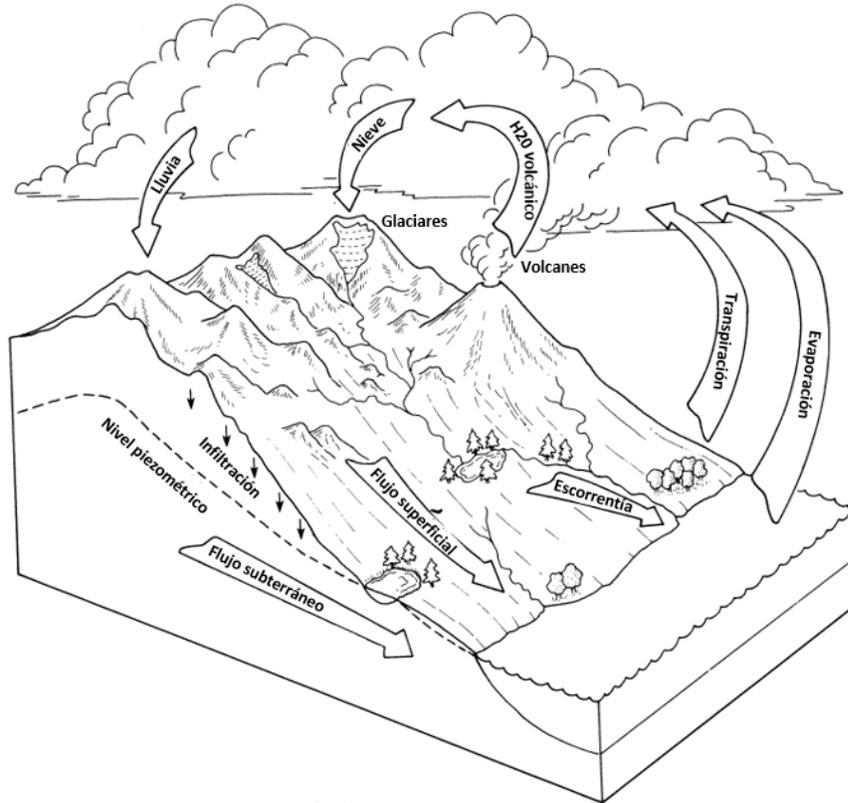


Figura 2.1: Ciclo hidrológico, modificado de Fetter (2018)

El balance hídrico para una cuenca estudia las entradas y salidas de agua de este sistema, y se rige por la ley de conservación de masa. En ella, se establece que al restar las entradas y salidas de agua de un sistema existe un cambio de cantidad de agua almacenada. Los elementos principales se muestran en la siguiente ecuación y en la Figura 2.2:

$$\begin{aligned} \Delta S &= \text{Entrada} - \text{Salida} \\ \Delta S &= (Pp + G_{en} + Q_{en}) - (ET + G_{sa} + Q_{sa}) + \Delta A \end{aligned} \quad (2.1)$$

donde:

- Pp: precipitación
- ET: evapotranspiración
- G_{en}/G_{sa} : agua subterránea que entra/sale de la cuenca
- Q_{en}/Q_{sa} : agua superficial que entra/sale de la cuenca
- ΔA : Componente antrópica, asociado a agricultura, minería, consumo humano, entre otros.

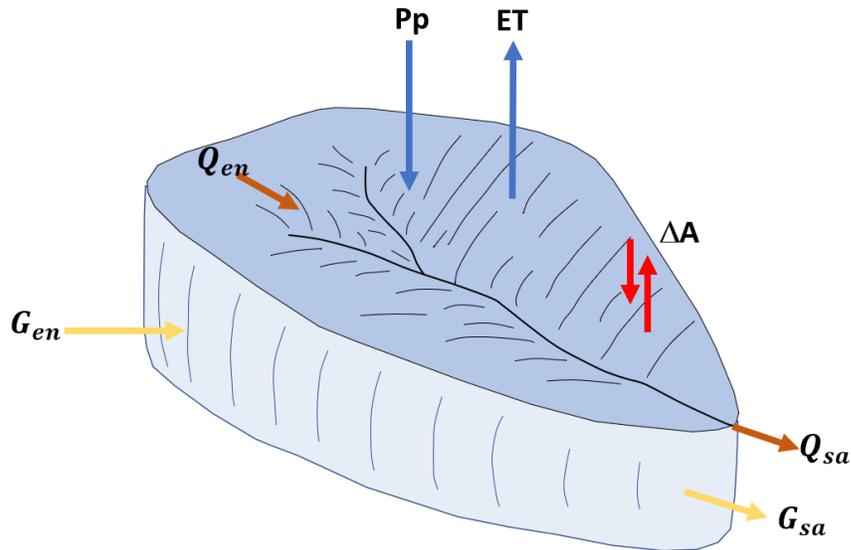


Figura 2.2: Elementos de balance hídrico en una cuenca.

Si bien los recursos hídricos superficiales han sido ampliamente usados a lo largo de la historia debido a su disponibilidad fácil, el 98 % del agua dulce disponible corresponden a aguas subterráneas, por lo que el entendimiento del sistema subterráneo representa una necesidad esencial para suplir las necesidades en el mundo.

La hidrogeología se define como las relaciones entre los materiales geológicos y los procesos asociados a las aguas, y uno de sus elementos esenciales corresponde a los acuíferos, que son zonas de almacenamiento y transporte de aguas subterráneas.

2.2. Acuíferos (Fetter, 2018)

Un acuífero es una unidad geológica que puede almacenar y transmitir agua a tasas lo suficientemente grandes para proveer una cantidad suficiente que pueda ser extraída en pozos. Las aguas subterráneas pueden presentarse en capas sedimentarias y/o rocas a través de espacios abiertos y conectados. El potencial de un acuífero está definido por su capacidad para almacenar y transmitir el agua contenida, los cuales dependen de los siguientes parámetros esenciales:

2.2.1. Porosidad

El porcentaje de volumen ocupado por espacios vacíos o con agua respecto al volumen total de la capa se denomina porosidad, y puede ser definida mediante la siguiente fórmula:

$$\phi = \left(\frac{\rho_m - \rho}{\rho_m - \rho_p} \right) \quad (2.2)$$

donde ρ_m corresponde a la densidad de la matriz y ρ_p corresponde a la densidad de poro. A su vez, se puede dividir la porosidad de acuerdo con el proceso que la generó, teniendo la siguiente división:

- **Porosidad primaria:** Corresponde a la porosidad asociada a espacios que se crearon cuando se depositó la roca o suelo. Dentro de ellas se encuentran los depósitos sedimentarios.
- **Porosidad secundaria:** Producida por procesos posteriores a la formación de la roca, en donde se consideran fracturas por procesos tectónicos, metamorfismo o meteorización.

Si bien todos los poros pueden estar rellenos con agua, no toda el agua que exista en ellos puede escurrir libremente, pues para ello se requiere que los poros estén interconectados. La relación entre el volumen de los poros interconectados y el volumen total se llama porosidad efectiva, y es un valor que es siempre menor a la porosidad real.

2.2.2. Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica (o permeabilidad) es un parámetro que describe la facilidad con la cual un fluido (en este caso el agua) fluye a través de un material. A partir de la ley de Darcy, se puede definir este parámetro como:

$$K = \frac{Q}{A \frac{dh}{dl}} \quad (2.3)$$

donde:

- Q: Caudal que pasa a través de una sección de área A
- $\frac{dh}{dl}$: Gradiente hidráulico

Debido a que el fluido puede poseer diferentes características en términos de viscosidad y densidad (que a su vez dependen de la temperatura del mismo), el valor de K depende de ellos (Hubbert, 1956). Para poder describir exclusivamente las propiedades del medio poroso, se introduce el concepto de permeabilidad intrínseca, la que es una función del tamaño de las aperturas a través de las cuales se mueve el fluido. Para el caso de un depósito sedimentario, la permeabilidad es proporcional al tamaño del sedimento, mientras que para rocas fracturadas, este es proporcional al tamaño y número de fracturas. En la tabla 2.1 se presentan valores de conductividad hidráulica de referencia para distintas litologías (Domenico y Schwartz, 1998).

2.2.3. Transmisividad

La transmisividad de un acuífero corresponde a una medida del agua que puede ser transmitida horizontalmente a través de una unidad de espesor por todo el espesor saturado del acuífero bajo un gradiente hidráulico de 1 [m/d]. La ecuación respectiva corresponde a la siguiente:

$$T = bK \quad (2.4)$$

donde:

- T: Transmisividad [m^2/d]
- b: Espesor saturado del acuífero[m]
- K: Conductividad hidráulica [m/d]

	Material	Conductividad hidráulica [m/s]
<i>Sedimentario</i>	Grava	$3 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-2}$
	Arena gruesa	$9 \times 10^{-7} - 6 \times 10^{-3}$
	Arena media	$9 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-4}$
	Arena fina	$2 \times 10^{-7} - 2 \times 10^{-4}$
	Limo	$1 \times 10^{-9} - 2 \times 10^{-5}$
	Till	$1 \times 10^{-12} - 2 \times 10^{-6}$
	Arcilla	$1 \times 10^{-11} - 4,7 \times 10^{-9}$
<i>Rocas sedimentarias</i>	Caliza karstica	$1 \times 10^{-6} - 2 \times 10^{-2}$
	Caliza, dolomita	$1 \times 10^{-9} - 6 \times 10^{-6}$
	Arenisca	$3 \times 10^{-10} - 6 \times 10^{-6}$
	Limolita	$1 \times 10^{-11} - 1,4 \times 10^{-8}$
<i>Rocas cristalinas</i>	Lutita	$1 \times 10^{-13} - 2 \times 10^{-9}$
	Basalto permeable	$4 \times 10^{-7} - 2 \times 10^{-2}$
	Rocas metamórficas e ígneas fracturadas	$8 \times 10^{-9} - 3 \times 10^{-4}$
	Rocas metamórficas e ígneas no fracturadas	$3 \times 10^{-14} - 2 \times 10^{-10}$
	Granito meteorizado	$3,3 \times 10^{-6} - 5,2 \times 10^{-5}$
	Gabro meteorizado	$5 \times 10^{-7} - 3,8 \times 10^{-6}$

Tabla 2.1: Valores representativos de conductividad hidráulica para distintos tipos de rocas, Domenico et al. (1998).

Este elemento es relevante pues dos acuíferos geoméricamente similares (mismo espesor saturado b y extensión) con propiedades de porosidad y permeabilidad diferentes van a responder distinto en términos de productividad, pues la cantidad de agua que pueden entregar varía.

2.2.4. Cota hidráulica y flujos de agua

Se define la cota hidráulica o piezométrica como el nivel que alcanza una columna de agua para estar en equilibrio con la presión atmosférica. Para el caso de un acuífero freático, este valor corresponderá al techo de la zona saturada, mientras que, para un acuífero confinado, esta elevación representa la altura hipotética que alcanzaría una columna de agua dada la presión existente. Su expresión matemática viene dada por (2.5).

$$h = z + \frac{P}{\rho g} h = z + \psi \quad (2.5)$$

donde:

- h = cota hidráulica
- z = cota respecto a un nivel de referencia de punto de apertura A

- ψ =Carga hidráulica (ver Figura 2.3)

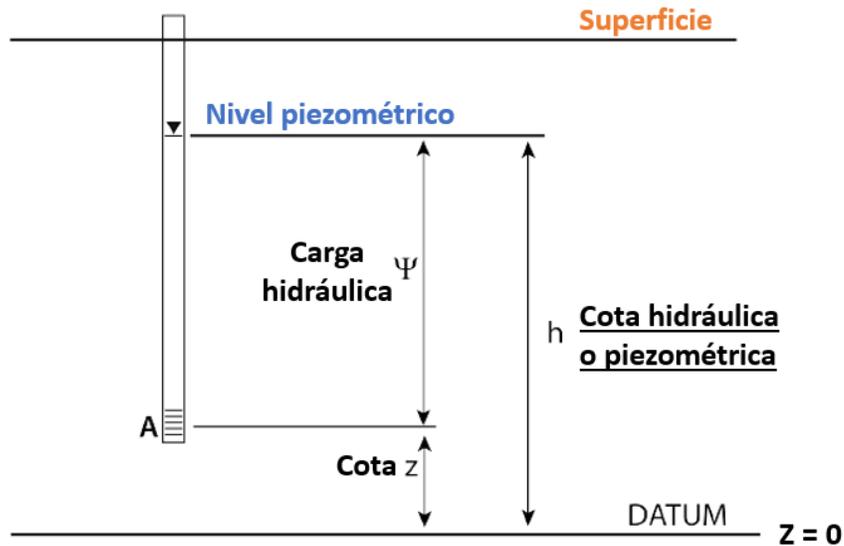


Figura 2.3: Diagrama de cota hidráulica, cota de punto A y carga hidráulica respecto a un datum de referencia.

En base a esta ecuación, se propone la ley de Darcy, la que queda definida por (2.6)

$$Q = -KA \frac{dH}{dL} = -Ka \frac{d(H_2 - H_1)}{dL} \quad (2.6)$$

donde:

- Q =caudal que pasa por una sección [m^3/s]
- A = sección transversal [m^2]
- dH = diferencia de potencial entre puntos 1 y 2 [m]
- K = conductividad hidráulica [m/s]

La dirección del flujo sólo depende del gradiente hidráulico, $i = \frac{dH}{dL}$, que se define como la pérdida de energía por unidad de longitud recorrida por el agua. Se definen las líneas equipotenciales como las líneas que unen puntos de igual cota hidráulica, mientras que las trayectorias que sigue el agua siempre van a ser perpendiculares a ésta pues el agua busca el máximo gradiente hidráulico (ver Figura 2.4).

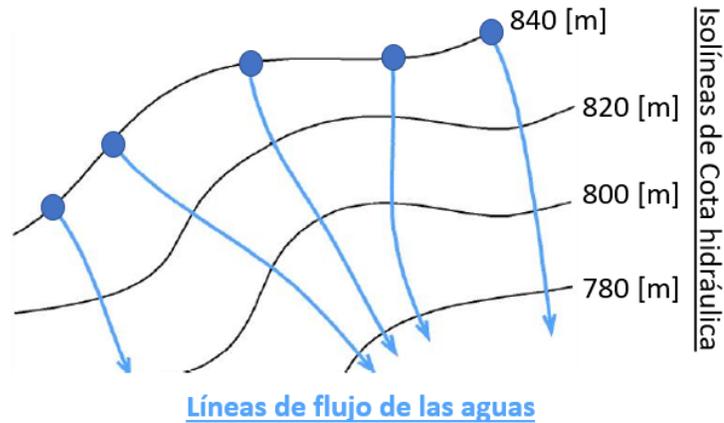


Figura 2.4: Red de flujo. La dirección del agua (flechas celestes) sigue una trayectoria perpendicular a las isolíneas de cota hidráulica (líneas negras).

2.3. Acuíferos en medios fracturados

Los acuíferos en medios fracturados se presentan cuando una roca consolidada presenta un grado de fracturamiento que permite el almacenamiento y transmisión de aguas subterráneas. Las propiedades hidráulicas de éstos dependen principalmente del tamaño de las aperturas y el grado de interconexión existente entre ellas (Fetter, 2018). Este fracturamiento puede ser primario, en caso de que se haya formado en el momento en que se formó la roca, así como secundario, que corresponde a un fracturamiento posterior. De acuerdo con el tipo de roca que constituye el acuífero, se pueden establecer diversas características en términos de porosidad y permeabilidad primarias:

- **1) Rocas sedimentarias:** Formadas por el proceso de diagénesis, poseen características de permeabilidad y porosidad primaria que pueden llegar a ser similares a sedimentos no consolidados, pudiendo presentar una reducción de estos valores debido a procesos de compactación y cementación.
- **2) Rocas cristalinas:** Son rocas plutónicas y metamórficas. Poseen una porosidad y permeabilidad primaria baja, debido a que la estructura cristalina contiene pocos espacios disponibles, por lo que el fluido no puede pasar simplemente.
- **3) Rocas volcánicas:** Similares en composición química a rocas plutónicas, debido a que ambas se forman por enfriamiento de roca fundida. Las rocas volcánicas forman por la erupción de magma al ambiente superficial. La lava en superficie se enfría y solidifica rápidamente, pudiendo atrapar gases contenidos en el material fundido, lo que no sucede con las rocas cristalinas. Estas cavidades se denominan vesículas, y su interconexión puede llevar a tener valores de porosidad de permeabilidad.

La permeabilidad secundaria se puede desarrollar en las rocas a través del fracturamiento de ésta, mediante procesos como disolución de minerales (formando acuíferos Karsticos), fracturamiento por esfuerzos tectónicos, por meteorización de la roca y en planos de estratificación.

Para el desarrollo de un perfil meteorizado, se requieren de un conjunto de criterios, de los cuales se presentan los principales a continuación: 1) La tasa de erosión debe ser menor a la tasa de meteorización (Wyns *et al.*, 2003; Braun *et al.*, 2016). 2) El basamento debe estar sobre el nivel del mar y no debe tener un relleno sedimentario por encima. 3) Debe tener tiempo suficiente para tener un desarrollo hidrogeológico efectivo, así como la presencia de agua durante el tiempo de meteorización, que para espesores de decenas de metros puede tomar decenas de millones de años (Wyns *et al.*, 2003).

Para acuíferos en medios fracturados, diversos estudios han tenido como objetivo la elaboración de un modelo conceptual geológico que dé cuenta de los horizontes presentes (Wyns *et al.*, 2004; Dewandel *et al.*, 2006; Lachassagne *et al.*, 2011, 2014, 2021). En ellos, se establece que la meteorización corresponde al proceso principal por el cual se forman estas estructuras, por sobre procesos tectónicos y de descarga. El modelo conceptual más actualizado (Figura 2.5), así como una descripción de los distintos horizontes identificados para este tipo de acuíferos se muestran a continuación:

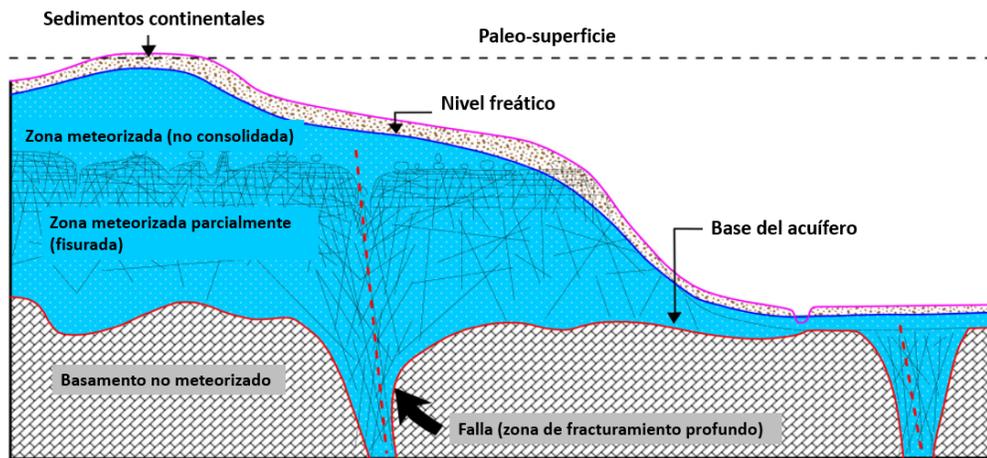


Figura 2.5: Modelo conceptual de un acuífero en roca, modificado de Gao *et al.* (2018).

- **Zona no consolidada/alterita:** Horizonte altamente meteorizado, ubicado en el sector más somero del basamento. En general esta capa posee una capacidad alta de almacenamiento de agua, pero muy baja transmisividad.
- **Zona meteorizada parcialmente (fisurada):** Caracterizada por una alta densidad de fracturamiento en sus primeros metros y un decrecimiento en la densidad de fracturas con el aumento de la profundidad (Cho *et al.*, 2003; Maréchal *et al.*, 2004; Wyns *et al.*, 2003). De acuerdo a las características del fracturamiento, esta capa puede alcanzar altos valores de transmisividad y almacenamiento (Maréchal *et al.*, 2004; Dewandel *et al.*, 2006).
- **Basamento no meteorizado:** Compuesto por rocas no alteradas y competentes, con una porosidad primaria y secundaria baja. Solamente es permeable donde existan fracturas profundas. Para estudios a nivel de cuenca, esta capa se considera impermeable, con una capacidad de almacenamiento despreciable (Maréchal *et al.*, 2004).

2.4. Recarga de bloque de montaña

Se define el bloque de montaña como el área topográficamente elevada donde la subsuperficie está compuesta principalmente de suelo rocoso. Así, este bloque tiene características geológicas y topográficas que lo diferencian de las zonas más bajas, que usualmente presentan cuencas rellenas por sedimentos no consolidados. En zonas de montaña se diferencian 2 procesos de recarga (Wilson y Guan, 2004, Markovich *et al.*, 2019):

- **Recarga de frente de montaña (MFR, mountain front recharge):** corresponde a toda el agua que entra al acuífero proveniente desde el bloque de montaña.
- **Recarga de bloque de montaña (MBR, mountain block recharge):** flujo de aguas subterráneas desde montañas adyacentes a acuíferos aluviales en terrenos más bajos. Existen 2 tipos de MBR:
 1. **Difuso:** Distribuido ampliamente en el espacio, ocurriendo en gran parte del frente de montaña.
 2. **Focalizado:** Ocurre a través de estructuras geológicas locales, las cuales tienen alta permeabilidad.

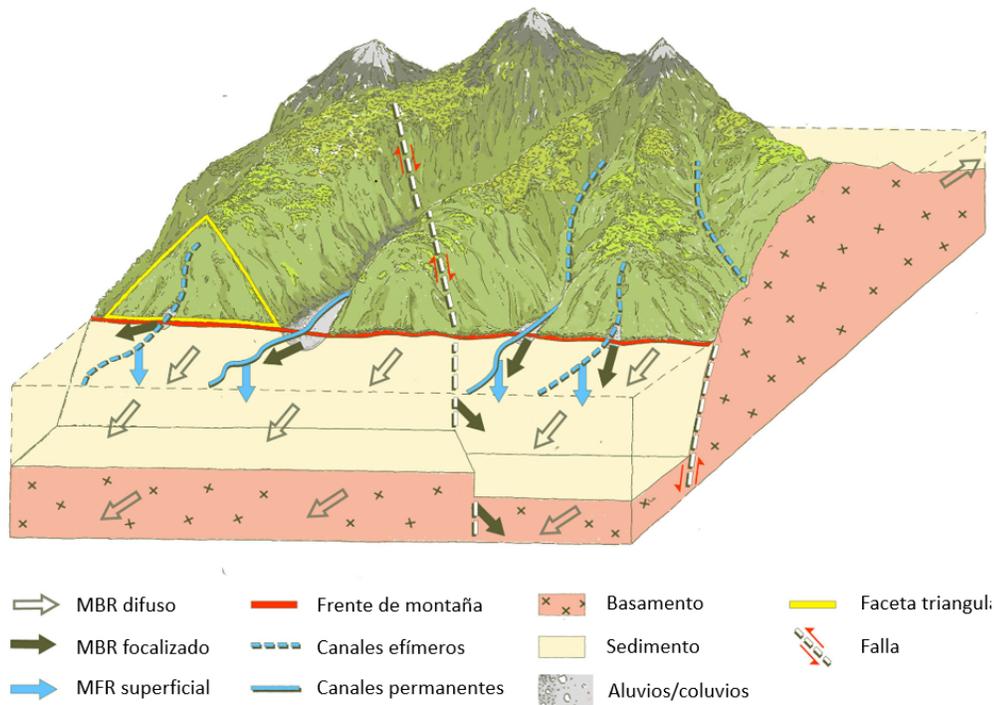


Figura 2.6: Mountain block recharge, Markovich (2019)

Capítulo 3

Marco Teórico

En este capítulo se presentarán las bases teóricas de los métodos geofísicos involucrados en la presente investigación.

3.1. Gravimetría

La gravimetría es un método de prospección que utiliza mediciones de la gravedad en la superficie de la Tierra, y en base a sus variaciones, hace posible el reconocimiento y caracterización de estructuras presentes en el subsuelo.

De acuerdo a la ley de gravitación universal propuesta por Newton en 1697, la atracción gravitatoria entre 2 masas puntuales m_1 y m_2 separadas por una distancia r es:

$$\vec{F} = \frac{-Gm_1m_2}{r^2}\hat{r} \quad (3.1)$$

donde G es la constante de gravitación universal, $G=6,6732 \times 10^{-11}$, y $\hat{r} = \frac{\vec{r}}{r}$ es el vector unitario correspondiente al vector \vec{r} que sitúa m_2 con respecto a m_1 . El vector dado por (3.1) es la fuerza que experimenta m_2 debido a la presencia de m_1 , y está dirigida a lo largo de la línea que une ambas masas puntuales. Por acción y reacción, la fuerza que experimenta m_1 es igual en módulo pero en la dirección exactamente opuesta.

La fuerza por unidad de masa (aceleración gravitatoria o campo gravitatorio) que ejerce m_1 , en la posición de m_2 es:

$$\vec{g} = \frac{\vec{F}}{m_2} = -G \frac{m_1}{r^2} \hat{r} \quad (3.2)$$

La generalización de esta última igualdad permite definir la gravedad o campo gravitatorio de una masa puntual m cualquiera (Figura 3.1)

$$\vec{g}(P) = -G * \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (3.3)$$

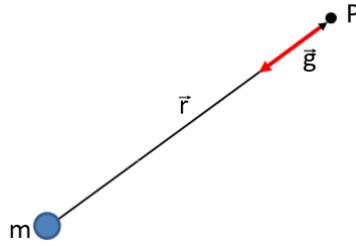


Figura 3.1: Esquema para definición de gravedad o campo gravitatorio de masa puntual m (ecuación 3.3).

El cálculo de la gravedad de una distribución de masa contenido en un volumen V (Figura 3.2), se lleva a cabo subdividiendo este volumen en volúmenes infinitesimales dV de masa dm , cada una de las cuales puede ser considerada como puntual y su efecto calculado usando (3.3). Con referencia a Figura 3.1, para el elemento $d\vec{g}$ de gravedad producido por el elemento de masa dm , entonces se tiene:

$$\vec{d}g = -G \frac{dm}{r^2} \hat{r} = -G \frac{\rho dV}{r^2} \hat{r} \quad (3.4)$$

Para pasar de un elemento de masa a uno de volumen se utiliza la densidad ρ , esto es, $dm = \rho dV$. La gravedad (o campo gravitatorio) ejercido por todas las masas contenidas en el volumen V se obtiene por integración:

$$\vec{g}(P) = -G \int_V \frac{dm}{r^2} \hat{r} = -G \int_V \frac{\rho dV}{r^2} \hat{r} \quad (3.5)$$

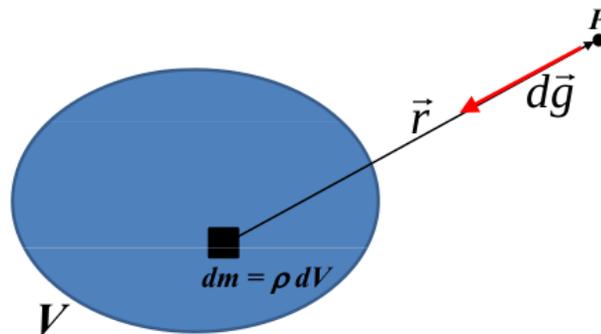


Figura 3.2: Fuerza de gravedad sobre P producida por un elemento de masa dm de un volumen V .

3.1.1. Geoide y elipsoide de referencia

El geoide es la superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre, asociada al nivel del mar sin los efectos de corrientes oceánicas y mareas. La forma de éste es influenciada por

masas subyacentes, subiendo en zonas con exceso de masa y bajando en zonas con defecto de ella.

El geoide tiene un comportamiento suave pero irregular, por lo cual, para el procesamiento de datos utiliza una superficie equipotencial elipsoidal de referencia que lo promedia. El elipsoide de referencia corresponde a un elipsoide de revolución que considera una Tierra que es simétrica respecto a su eje de rotación (Blakely, 1996). Las diferencias en elevación entre el geoide y el elipsoide son en general menores a aproximadamente 100 [m] (mucho menores al radio terrestre) y refleja variaciones laterales de densidad no consideradas por el elipsoide de referencia. Como datum o elipsoide de referencia, en este trabajo se utilizará el "World Geodetic System 84" (WGS84).

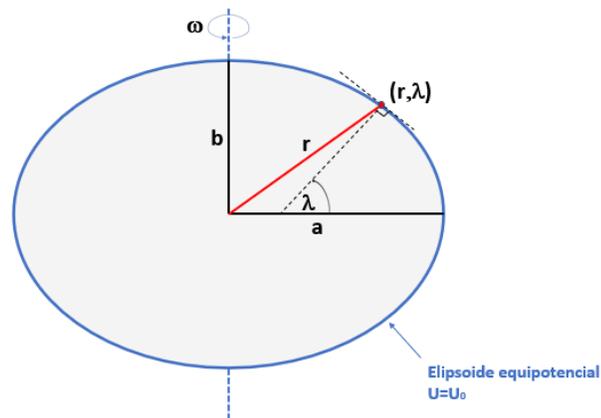


Figura 3.3: Elipsoide equipotencial de referencia. Su especificación depende de 4 parámetros: semieje mayor a , semieje menor b , masa total de la Tierra M , y velocidad angular de rotación ω . La latitud geográfica λ es el ángulo que forma la perpendicular a la superficie del elipsoide con el plano ecuatorial.

3.1.2. Procesamiento de datos gravimétricos

El procesamiento de datos gravimétricos desde el dato medido directamente en terreno considera un conjunto de señales contenidas en las mediciones, las que no provienen necesariamente de los cuerpos anómalos o estructuras que se pretende estudiar. Se deben entonces tener en cuenta, entre otros, los efectos gravitatorios producidos por mareas terrestres, cambios de latitud, topografía, variaciones de gravedad de gran escala y efectos instrumentales.

3.1.3. Corrección por mareas

La rotación terrestre hace que para un punto fijo en la Tierra, la posición del sol y la luna cambien constantemente. El efecto gravimétrico producido por la atracción del sol y la luna tiene un carácter cíclico (ver Figura 3.4) cuya amplitud puede fácilmente sobrepasar el nivel de error de una medida gravimétrica. Este efecto debe entonces ser restado de la señal medida considerando el tiempo y lugar de medición. Esto da origen a la corrección por mareas ETC (Earth Tide Correction). Para calcular la ETC, se utilizó un código de Matlab implementado en base a la fórmula de Longman (1959), que requiere la hora de medición y la posición geográfica del punto en cuestión. Para el dato corregido por marea (g_{tide}) se tiene:

$$g_{tide} = g_{obs} + ETC \quad (3.6)$$

donde g_{obs} es el dato medido en terreno.

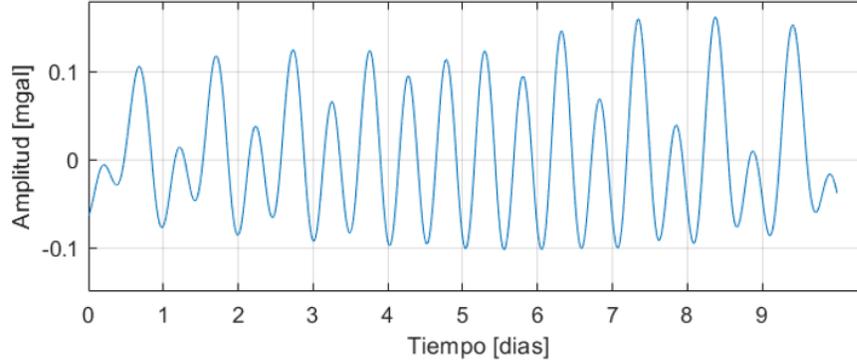


Figura 3.4: Corrección ETC para zona de estudio (aluvial de Catemu) entre los días 1 y 9 de octubre del año 2021, en base a fórmula de Longman (1959). El valor de la corrección puede en pocas horas cambiar en hasta alrededor de 0,2 [mgal].

3.1.4. Corrección por deriva instrumental

Posteriormente a la corrección por mareas, se deben reducir efectos instrumentales contenidos en las mediciones adquiridas. Durante su uso, el sistema mecánico de medición del gravímetro (compuesto por un resorte que se encuentra en una cámara al vacío y a una temperatura constante) se ve expuesto a cambios debido al transporte del equipo, así como variaciones en la temperatura de éste. Para corregir este efecto, se escogió un punto base en la zona de estudio y se realizaron mediciones en el mismo lugar al principio (gB_{Tini}) y al final (gB_{Tfin}) de cada jornada para así tener la variación de gravedad en el periodo de tiempo correspondiente (ver Figura 3.5). Entonces, una vez hechas las correcciones por marea, asumiendo una variación del tipo lineal entre estas dos mediciones para cada día de medición, la gravedad corregida por deriva instrumental (g_{deriva}) de cualquier otro punto medido en tiempo T se obtiene como:

$$g_{deriva}(T) = g_{tide}(T) - \frac{gB_{tide}(T_{fin}) - gB_{tide}(T_{ini})}{T_{fin} - T_{ini}}(T - t_{ini}) \quad (3.7)$$

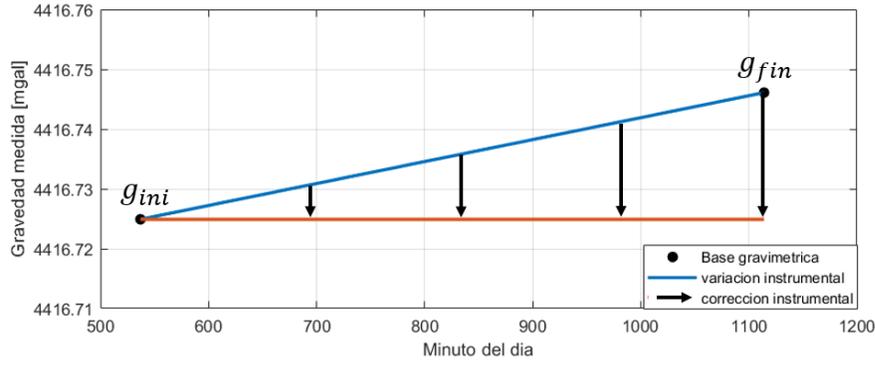


Figura 3.5: Corrección instrumental para datos medidos el día 22/09/2021 con instrumento Scintrex CG3.

Una vez efectuados los procesos de corrección por mareas e instrumental antes descritos, las mediciones efectuadas en distintos días y con distintos instrumentos deben ser compatibilizadas y llevadas a un valor absoluto que permita llevarlas a una misma referencia para la zona. Para ello se utiliza la gravedad absoluta en la base local desde donde se parte midiendo cada día. Este procedimiento se explicará posteriormente en el capítulo de Adquisición y procesamiento. Ya habiendo traspasados los datos a su valor absoluto, se procede con el resto de las correcciones.

3.1.5. Corrección por latitud y gravedad normal

La gravedad normal (g_0) corresponde a la gravedad sobre el elipsoide equipotencial de referencia (Figura 3.3). Al considerar una Tierra que ya no es esférica, la gravedad normal tiene una variación sistemática de la gravedad con la latitud que debe ser descontada de los datos. En función de la latitud geográfica λ , g_0 viene dada por la expresión de Somigliana (Moritz, 1980):

$$g_0 = g_e \frac{1 + k \sin^2 \lambda}{\sqrt{1 - \epsilon^2 \sin^2 \lambda}} \quad (3.8)$$

donde g_e es la gravedad ecuatorial y tanto k como ϵ corresponden a constantes adimensionales que dependen del sistema de referencia geodésico que se esté usando. En el sistema WGS84 se tiene:

- $g_e = 978032.534$ [mgal]
- $k = 0.00193185265251$
- $\epsilon^2 = 0.00669437999014$

3.1.6. Anomalías Gravimétricas

Las mediciones de gravedad se hacen normalmente sobre la superficie de la Tierra, y su objetivo es detectar anomalías de gravedad provenientes de cuerpos anómalamente densos en el subsuelo. Las mediciones llevadas a cabo (g_{med}), hay que compararlas entonces con valores g_s que uno esperaría encontrar en los mismos puntos asumiendo un modelo estándar

o “normal” de densidad ρ constante. Las diferencias $g_{med} - g_s$ definen anomalías gravimétricas que son directamente interpretables como cuerpos en el subsuelo con densidades mayores o menores que la densidad ρ del modelo utilizado.

3.1.7. Anomalía de aire libre

Si se considera sólo la diferencia de altura entre el punto de medición y el elipsoide de referencia sin masas entre medio, para calcular la gravedad esperada g_s se asume una disminución lineal de gravedad con altura. El gradiente de gravedad con altura varía desde 0.3088 mgal/m en el ecuador a 0,3083 mgal/m en los polos. Históricamente, sin embargo, se ha usado el valor intermedio de 0,3086 mgal/m que es prácticamente exacto para latitudes entre 30° y 40°. Para la corrección por altura (dg_{FA}) en la presente tesis se usará:

$$dg_{FA}[mgal] = 0,3086h[m] \quad (3.9)$$

La anomalía de aire libre (FAA), causada sólo por una variación del punto P de medición, viene dada por (3.10):

$$FAA = g_{med} - g_s = g_{med} + dg_{FA} - g_0 = g_{med} + dg_{FA} - g_0 \quad (3.10)$$

donde g_s corresponde al valor estándar o esperado.

3.1.8. Anomalía de Bouguer simple

Debido a que la corrección anterior no considera el efecto gravitatorio de las masas dentro del volumen abarcado entre P y P', se procede a realizar una primera aproximación que considera una topografía plana alrededor del punto de medición, mediante una placa infinitamente extendida de espesor h y densidad ρ (placa de Bouguer, ver Figura 3.6). Esta placa aumenta la atracción gravitatoria en P' y funciona por lo tanto en el sentido inverso de la corrección de aire libre donde la gravedad disminuye con la altura.

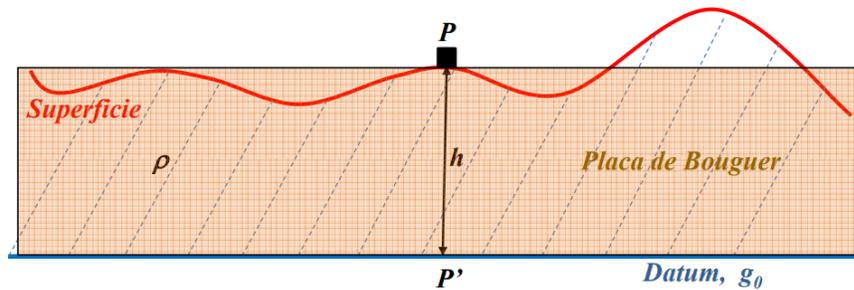


Figura 3.6: Aproximación mediante placa de Bouguer de espesor h a volumen entre superficie y datum, considerando con densidad ρ constante, y con una topografía constante.

La corrección de Bouguer (placa de Bouguer) se lleva a cabo mediante la conocida fórmula para la atracción gravitatoria de una placa infinita de espesor h y densidad ρ :

$$dg_{bs}[mgal] = 2\pi G\rho h = 0,0419\rho\left[\frac{gr}{cc}\right]h[m] \quad (3.11)$$

La anomalía de Bouguer Simple (BS) considera el efecto de aire libre y de placa de Bouguer. Para la gravedad esperada g_s entonces se tiene,

$$BS = g_{med} + dg_{FA} - dg_{bs} - g_0 \quad (3.12)$$

y la anomalía de Bouguer simple (BS) es:

$$BS = g_{med} - g_s = g_{med} + dg_{FA} - dg_{bs} - g_0 \quad (3.13)$$

3.1.9. Corrección topográfica y anomalía de Bouguer Completa

Considerando que en general la topografía no es plana, el efecto de cerros y valles respecto a este plano (dg_{topo}) debe ser considerado al procesar los datos (Figura 3.7).

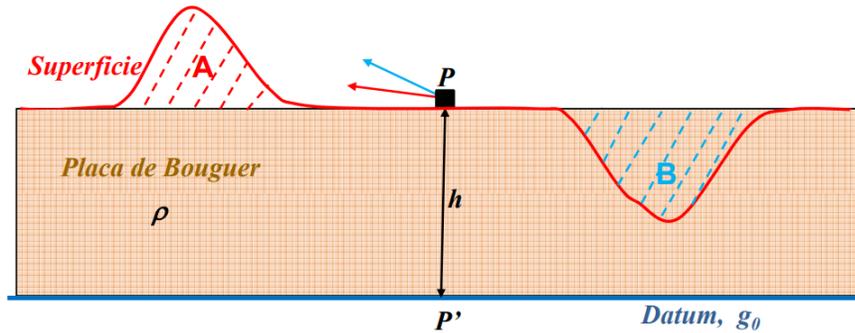


Figura 3.7: Incorporación de cerros (A) y valles (B) al cálculo de gravedad en punto P. Los cerros tendrán un efecto de atracción hacia el centro de gravedad de ellos, mientras que los valles tendrán un efecto contrario de repulsión desde ellos.

El cálculo del efecto topográfico de cerros y valles considera la integración de columnas de densidad ρ y sección dS con las que se construye la topografía por encima y debajo de la placa de Bouguer (Figura 3.8).

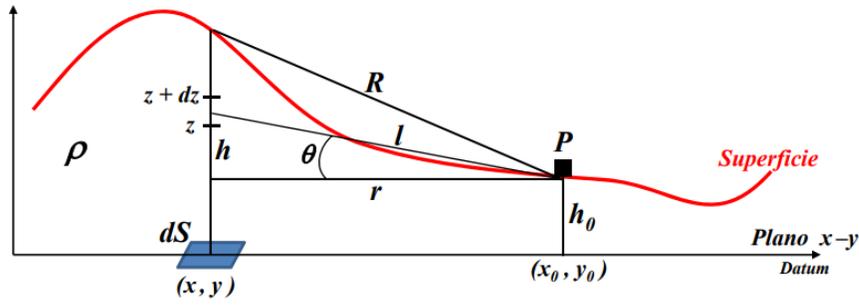


Figura 3.8: Cálculo de gravedad producida en punto P por una columna de sección infinitesimal dS . Ecuación (3.14) da la contribución de un pedazo de esa columna entre z y $z+dz$. La contribución completa de la columna se consigue integrando entre h_0 y h . r y R son las distancias horizontales y hasta el tope de la columna respectivamente desde el punto P de medición.

En gravimetría, el efecto gravitatorio que produce una cierta masa y que es efectivamente medido por un gravímetro convencional, es la componente vertical (componente z) del vector gravedad. El aporte a la componente vertical de la gravedad dg_z que produce un elemento entre z y dz (ver Figura 3.8):

$$dg_z = dg \sin(\theta) = \rho G dS \frac{z - h_0}{(r^2 + (z - h_0)^2)^{3/2}} dz \quad (3.14)$$

La contribución de toda la columna de sección dS se obtiene por integración desde $z = h_0$ a $z = h$:

$$dg_z(dS) = \rho G dS \int_{h_0}^h \frac{z - h_0}{(r^2 + (z - h_0)^2)^{3/2}} dz \quad (3.15)$$

La integral es elemental y se tiene entonces que:

$$dg_z(dS) = \rho G dS \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{R} \right) \quad (3.16)$$

Finalmente, la corrección topográfica se obtiene integrando la expresión anterior en todo el plano XY:

$$dg_{Topo} = \rho G \int_{PlanoXY} dS \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{R} \right) \quad (3.17)$$

Para la evaluación de la expresión (3.17), en la presente tesis se utiliza la metodología de Nagi (1966) y Kane (1962), explicada en el capítulo de Adquisición y procesamiento. Dada la relevancia de la corrección topográfica en la zona de estudio, que se encuentra flanqueada por cerros con elevaciones de hasta 2000 [m.s.n.m] (respecto de la elevación del aluvial de

500 [m.s.n.m]), se realizó una comparación entre los valores de corrección topográfica obtenidas con la metodología implementada en el programa Oasis Montaj, y un cálculo directo de sumatoria de columnas de igual sección implementado como parte del trabajo desarrollado en el presente proyecto de Tesis (Ver Sección 6.5.4).

Es de hacer notar que la corrección (3.17) es siempre mayor que cero, indistintamente se trate de cerros o valles alrededor del punto de medición. La no consideración de la topografía por sobre o debajo de la placa de Bouguer conduce a una subestimación de los valores esperados g_s . Incorporando el efecto gravitatorio de la topografía (dg_{topo}) a la construcción de la gravedad en un punto P, se tiene la anomalía de Bouguer completa:

$$BC = g_{med} + dg_{FA} - dg_{BS} + dg_{topo} - g_0 \quad (3.18)$$

Esta anomalía está compuesta por dos señales, una tendencia regional, asociada a estructuras de gran escala como por ejemplo raíces montañosas, y una anomalía residual proveniente de cuerpos de menor escala, los que normalmente son el objeto del estudio gravimétrico.

3.1.10. Modelación 2D de perfiles gravimétricos

Una de las mayores utilidades de la adquisición de datos gravimétricos es la delimitación de la geometría de una cuenca, pues se considera que el depósito sedimentario que la rellena corresponde a una masa anómala que puede ser modelada con una densidad ρ y una forma definida. Dado que la anomalía de Bouguer completa se encuentra compuesta por una anomalía regional, asociada a raíces montañosas, y una anomalía residual, asociada a los cuerpos que se desea modelar, estas componentes deben ser separadas (proceso explicado en capítulo de Adquisición y procesamiento, página 60). Para el modelado directo (por prueba y error) de perfiles 2D en la zona de estudio se utilizó un código de desarrollo propio basado en el algoritmo propuesto por Won & Bevis (1987) para el cálculo computacional de anomalías gravimétricas dg (anomalía residual) debido a un polígono.

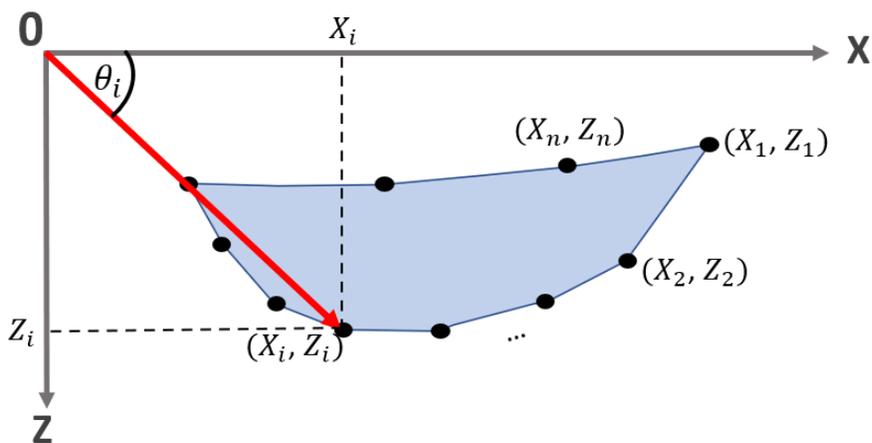


Figura 3.9: Discretización de cuerpo en un polígono con n vértices, modificada de Won & Bevis (1987).

Hubert (1948) expresó que la atracción gravitacional generada por un cuerpo en 3 dimensiones (donde la tercera dimensión se asume que se extiende infinitamente) puede ser calculada en función de la integral de la superficie 2D del cuerpo, expresión que posteriormente fue simplificada por Talwani et al. (1959) y Won & Bevis (1987) modelando un cuerpo mediante un polígono con n vértices situados a una distancia $r_i = \sqrt{x^2 + z^2}$ del origen, que es el punto donde se pretende calcular la gravedad (tal como se muestra en la Figura 3.9). El código implementado hace uso de esto, en base a la siguiente formulación matemática:

$$\Delta g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (3.19)$$

En la expresión anterior, cada Z_i debe ser calculado para los vértices consecutivos i e $i+1$, usando las siguientes expresiones (θ_i es el ángulo formado entre la horizontal y el vértice i -ésimo):

$$Z_i = A[(\theta_i - \theta_{i+1}) + B * \ln(\frac{r_{i+1}}{r_i})] \quad (3.20)$$

$$A = \frac{(x_{i+1} - x_i) * (x_i z_{i+1} - x_{i+1} z_i)}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \quad B = \frac{(z_{i+1} - z_i)}{x_{i+1} - x_i} \quad (3.21)$$

3.1.11. Filtrado de datos gravimétricos

Los métodos de potencial como el gravimétrico involucran una función $f(x,y,z)$ definida en el espacio, la que en general puede considerarse una función armónica de Laplaciano nulo. Esta propiedad permite la implementación de variados filtros para transformar los datos medidos, aumentando algunas características de la señal y reduciendo otras de menor relevancia en el estudio que se lleve a cabo.

Gran parte del filtrado de datos se realizan en el dominio de frecuencias, utilizando la Transformada de Fourier (TF) que lleva una función espacial $f(x,y)$ a una función transformada $F(k_x, k_y)$ en el dominio del número de onda o frecuencia espacial (k_x, k_y) . Mediante una transformada de Fourier inversa (TFI), se puede volver del dominio de las frecuencias al dominio espacial:

$$\begin{aligned} TF[f(x, y)] &= F(k_x, k_y) \\ TFI[F(k_x, k_y)] &= f(x, y) \end{aligned} \quad (3.22)$$

Para datos discretos f_{mn} , que se transforman en F_{ij} , las expresiones para calcular la TF

y TFI corresponden a las siguientes:

$$F_{ij} = \sum_{m=0}^{n_x-1} \sum_{n=0}^{n_y-1} f_{nm} e^{-2I\pi \frac{ni}{n_y}} e^{-2I\pi \frac{mj}{n_x}} \quad (3.23)$$

donde : $i = 0, 1, 2, \dots, n_y - 1$ y $j = 0, 1, 2, \dots, n_x - 1$

$$f_{nm} = \frac{1}{n_x n_y} \sum_{j=0}^{n_x-1} \sum_{i=0}^{n_y-1} F_{ij} e^{2I\pi \frac{ni}{n_y}} e^{2I\pi \frac{mj}{n_x}} \quad (3.24)$$

donde : $n = 0, 1, 2, \dots, n_y - 1$ y $m = 0, 1, 2, \dots, n_x - 1$

Para el uso del programa de inversión utilizado en el presente estudio, Li y Oldenburg (1998) sugiere aplicar el filtro de continuación ascendente a los datos de anomalía residual, pues el proceso de inversión requiere que se remueva la información en los datos cuya longitud de onda sea más pequeña que el tamaño de las celdas. Este filtro calcula el campo potencial que debería existir a una altura $z \pm \Delta z$ a partir de una medición efectuada a una altura z . Existen dos tipos de continuación analítica:

- **Continuación ascendente:** Filtro pasa bajo que calcula la gravedad en un punto más elevado a z . Al alejarse de las fuentes que generan el campo, se produce una atenuación de la señal, que en el caso de cuerpos someros y pequeños es mayor pues son de pequeña longitud de onda, a diferencia de cuerpos más profundos y masivos de gran longitud de onda:

$$F(k_x, k_y, z + \Delta z) = F(k_x, k_y, z) e^{-k\Delta z} \quad (3.25)$$

- **Continuación descendente:** Filtro pasa alto que calcula la gravedad en un punto más bajo a z . Resalta características más someras, las cuales son de menor longitud de onda. Es un procedimiento más inestable que puede producir artefactos:

$$F(k_x, k_y, z - \Delta z) = F(k_x, k_y, z) e^{k\Delta z} \quad (3.26)$$

3.1.12. Inversión 3D de anomalía residual

Para obtener un modelo de densidad del área de estudio se realizó una inversión de datos gravimétricos usando el software GRAV3D, desarrollado en la Universidad de British Columbia (UBC), que contiene una serie de algoritmos implementados para el modelado directo e inverso de datos de gravedad adquiridos en una malla tridimensional.

El programa GRAV3D posee 4 secuencias que permiten procesar datos gravimétricos:

- gzfor3D, para realizar modelado directo.
- gzsens3D, para calcular la matriz de sensibilidad y Depth weighting.
- gzinv3D, para realizar la inversión de datos gravimétricos.
- gzpre3D, para generar datos predichos por el modelo obtenido en la inversión 3D.

La contribución de un elemento dv de Δv_j a la componente vertical de la gravedad en el punto i , tal como se observa en la figura 3.10 es:

$$\begin{aligned}
 dg_z &= \gamma \frac{\rho_j dv}{|\vec{r} - \vec{r}_{0i}|^2} \cos\theta \\
 &= \gamma \frac{\rho_j dv}{|\vec{r} - \vec{r}_{0i}|^2} \frac{(z - z_{0i})}{|\vec{r} - \vec{r}_{0i}|} \\
 &= \gamma \frac{\rho_j (z - z_{0i}) dv}{|\vec{r} - \vec{r}_{0i}|^3}
 \end{aligned} \tag{3.27}$$

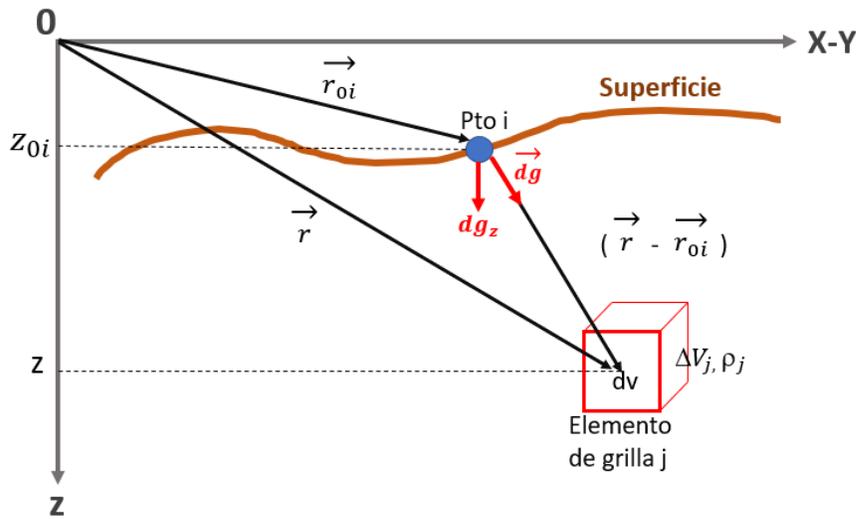


Figura 3.10: Definición de elementos espaciales para el cálculo de la gravedad dg_z producida por un elemento de grilla j -ésimo en un punto i -ésimo ubicado en la superficie.

Para considerar todo el elemento j integramos con ρ_j constante:

$$d_i = \rho_j \gamma \left(\int_{\Delta V_j} \frac{z - z_0}{|\vec{r} - \vec{r}_{0i}|^3} dv \right) \tag{3.28}$$

mientras que para el punto i consideramos todas las celdas j :

$$d_i = \sum_{j=1}^M \rho_j \left(\gamma \int_{\Delta V_j} \frac{z - z_0}{|\vec{r} - \vec{r}_{0i}|^3} dv \right) \quad (3.29)$$

donde ρ_j y ΔV_j corresponden a la densidad y volumen de la celda j-esima. El coeficiente i-ésimo está asociado al punto en el espacio $\vec{r}_i(x_i, y_i, z_i)$ en donde se pretende calcular la gravedad. Finalmente, se define la matriz de sensibilidad G_{ij} como toda la expresión encerrada en paréntesis en la Ecuación 3.28, con lo que la relación existente entre un vector de datos de anomalía gravimétrica residual y la densidad de cada elemento de grilla viene dada por la ecuación 3.30:

$$d_i = \sum_{j=1}^M \rho_j G_{ij} \quad (3.30)$$

Para la resolución de la sumatoria en la ecuación 3.30, se utilizó la metodología de Nagi (1966) y de Haaz (1953). Matricialmente, los datos gravimétricos son descritos por la siguiente ecuación:

$$\vec{\rho} * G = \vec{d} \quad (3.31)$$

donde $\vec{d} = (d_1, d_2, \dots, d_n)$ corresponde al vector de datos de anomalía residual y $\vec{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)$ corresponde al vector que contiene las densidades asociadas a cada celda del grillado. La matriz G por su parte, es calculada por la secuencia gzsens3d.

El proceso de inversión de datos corresponde a un problema de optimización, donde una función objetivo del modelo de densidad es minimizada sujeto a constricciones para que los datos medidos puedan ser reproducidos dentro de un margen de tolerancia de error. En el caso de GRAV3D, la función objetivo implementada para llevar a cabo este procedimiento es mostrada en la fórmula 3.31:

$$\begin{aligned} \phi_m(\rho) = & \alpha_s \int_V \omega_s \omega^2(z) (\rho - \rho_0)^2 dv + \alpha_x \int_V \omega_x \left(\frac{\partial \omega(z)}{\partial x} (\rho - \rho_0) \right)^2 dv + \\ & \alpha_y \int_V \omega_y \left(\frac{\partial \omega(z)}{\partial y} (\rho - \rho_0) \right)^2 dv + \alpha_z \int_V \omega_z \left(\frac{\partial \omega(z)}{\partial z} (\rho - \rho_0) \right)^2 dv \end{aligned} \quad (3.32)$$

donde los coeficientes α_s , α_x , α_y y α_z tienen efectos de suavizamiento en los modelos obtenidos. A mayor valor de α_x/α_s , el modelo en esa dirección será más suavizado. Las funciones ω_s , ω_x , ω_y y ω_z por su parte son espacialmente dependientes, tal como se observa en la fórmula 3.33. Debido a que los datos gravimétricos presentan un decaimiento en sensibilidad considerable con la profundidad, las estructuras generadas por los modelos simples tienden a concentrarse cercanas a la superficie, lo cual muchas veces no es representativo de la realidad.

Para contrarrestar este decaimiento en la inversión, se considera las funciones de pesos en profundidad (deep weighting), propiciando que las celdas a diferentes profundidades tengan igual probabilidad de ser solución con una densidad no nula. Para un caso donde el terreno presenta variaciones topográficas considerables, se utiliza una función que varía tridimensionalmente:

$$\omega(\vec{r}_j) \frac{1}{\Delta V_j} \left(\sum_{i=1}^N \left[\int_{\Delta V_j} \frac{dv}{(R_{ij} + R_0)^2} \right]^2 \right)^{1/4} \quad (3.33)$$

donde r_j corresponde a la celda j -ésima, ΔV_j es su volumen, R_{ij} es la distancia entre un punto en ΔV_j y la observación i -ésima y R_0 es una constante para definir adecuadamente la integral.

Posteriormente, se define el misfit del modelo, para lo cual el programa considera una medición de norma 2:

$$\phi_d = \|W_d(d - d^{obs})\|^2 \quad (3.34)$$

La matriz de pesos W_d es una matriz diagonal con $\sigma_i = 1$, siendo este valor la desviación estándar del dato i -ésimo. En base a esto, un buen misfit para la inversión corresponde a un valor cercano a N (número de datos). En el caso que el misfit obtenido sea mucho menor a N , el modelo se encuentra sobreajustado, mientras que, si el misfit es mucho mayor, el modelo no logra representar a los datos.

Para obtener una solución numérica, se introduce la función objetivo ϕ_m discretizada, que depende del grillado a utilizar y de la función ω .

$$\phi_m(\vec{\rho}) = (\vec{\rho} - \vec{\rho}_0^T)(W_s^T W_s + W_x^T W_x + W_y^T W_y + W_z^T W_z)(\vec{\rho} - \vec{\rho}_0) \quad (3.35)$$

$$\phi_m(\vec{\rho}) = \|W_m(\vec{\rho} - \vec{\rho}_0)\|^2 \quad (3.36)$$

Finalmente, el problema inverso se obtiene al encontrar una distribución de densidad $\rho(\vec{r})$ que minimiza σ_m y que ajusta a un misfit acorde al nivel de ruido. Además, es posible agregar como restricción un rango de densidades en las cuales el modelo debe permanecer. Lo anterior se representa en la siguiente fórmula:

$$\begin{aligned} \text{Minimizar: } & \phi = \phi_d + \mu\phi_m \\ \text{Sujeto a: } & \rho_{min}^{\vec{r}} \leq \vec{\rho} \leq \rho_{max}^{\vec{r}} \end{aligned} \quad (3.37)$$

3.2. Sísmica de refracción

Para el presente estudio se utilizaron datos de sísmica de refracción, que fueron usados para tener una estimación de la densidad del basamento (en base a un modelo de velocidades). Dada la forma de las primeras llegadas, donde curvas camino tiempo para un disparo tienen pendientes distintas a la izquierda y derecha de éste, se propone un modelo que responda a refracciones desde interfaces inclinadas.

La fórmula de Adachi (1954), modificada por Johnson (1976), establece curvas camino tiempo para un modelo de $n-1$ capas inclinadas sobre un semiespacio (ver Figura 3.11). La refracción crítica que se propaga por el tope de la k -ésima capa es:

$$T_1(x) = \frac{x}{V_1} \quad (3.38)$$

$$T_k(x) = \frac{x \sin(\beta_1)}{V_1} + \sum_{i=1}^{k-1} \frac{H_i}{V_i} (\cos(\alpha_i) + \cos(\beta_i)) \quad k = 2, \dots, n \quad (3.39)$$

donde los H_i corresponden a los espesores verticales de cada capa por debajo del punto de disparo. Los ángulos α_i y β_i son medidos respecto a la vertical, mientras que los ω_i son medidos respecto a la horizontal.

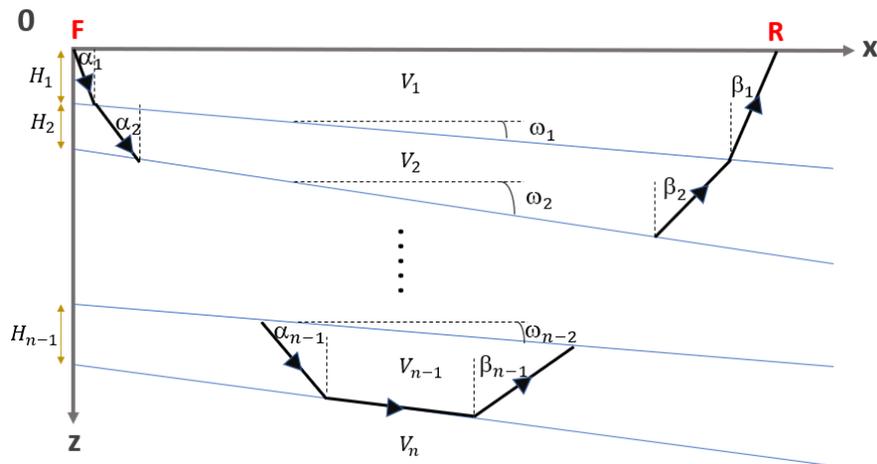


Figura 3.11: Definición de geometría para el caso de $n-1$ capas sobre un semiespacio. La Figura representa la n -ésima refracción crítica que se propaga por el tope del semiespacio con velocidad V_n .

Capítulo 4

Marco geológico e hidrogeológico

4.1. Contexto tectónico

El margen continental chileno ha estado continuamente activo desde el inicio del ciclo andino en el Triásico tardío (J. J. Jara *et al.*, 2021), con diversos periodos compresionales y extensionales que formaron las principales características morfoestructurales de la región (Charrier *et al.*, 2007), siendo la base del margen el orógeno de los Andes, que se extiende a lo largo del límite oeste de Sudamérica. El régimen tectónico entre los 32°S y 36°S es controlado por la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana, con un vector de convergencia de N82,5°E y un movimiento absoluto entre las placas estimado de 63 [mm/año] (Kendrick *et al.*, 2003).

En este sector del margen andino, ocurren variaciones en la geometría del slab y el volcanismo en la placa continental (Jordán *et al.*, 1983; Cahill y Isacks, 1992; Tassara *et al.*, 2006), asociadas principalmente a la coexistencia de la subducción del Ridge de Juan Fernandez y el Oroclinal del Maipo (Gutscher *et al.*, 2000; Yáñez *et al.*, 2001; Farías *et al.*, 2010; Martinod *et al.*, 2010; Horton *et al.*, 2022) las cuales se presentan a continuación:

- **Entre los 27,0°S y los 33°S:** En este sector, el ángulo de subducción es menor a 10°, y Los Andes tienen una tendencia NS sin volcanismo activo, denominado como el segmento de flat-slab Pampeano (Ramos *et al.*, 2002). Se piensa que, debido a la subducción del Ridge de Juan Fernández (JFR), la placa de Nazca tiene una flotabilidad positiva localmente, lo que genera que la subducción de la placa sea más horizontal.
- **Al sur de los 33°S:** El ángulo de subducción tiene un valor cercano a 30°, y en la placa continental se ubica la zona volcánica sur (ZVS), que posee un volcanismo activo con una dirección de N15°E. En esta zona, el Oroclinal del Maipo actúa como un límite volcano-tectónico, siendo entre los 33,5°S y 34,5°S un régimen compresional que controla los volcanes, mientras que al sur de los 34°S el régimen es transpresional-dextral (Cembrano y Lara, 2009).

De acuerdo a lo antes descrito, la zona centro sur de los Andes puede ser definida en función de 7 dominios morfotectónicos paralelos a la fosa: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera principal, Cordillera frontal, Precordillera, cuenca de Antepaís y Sierras Pampeanas (Cembrano *et al.*, 2007; Giambiagi *et al.*, 2016). Estos dominios se presentan en

la Figura 4.1.

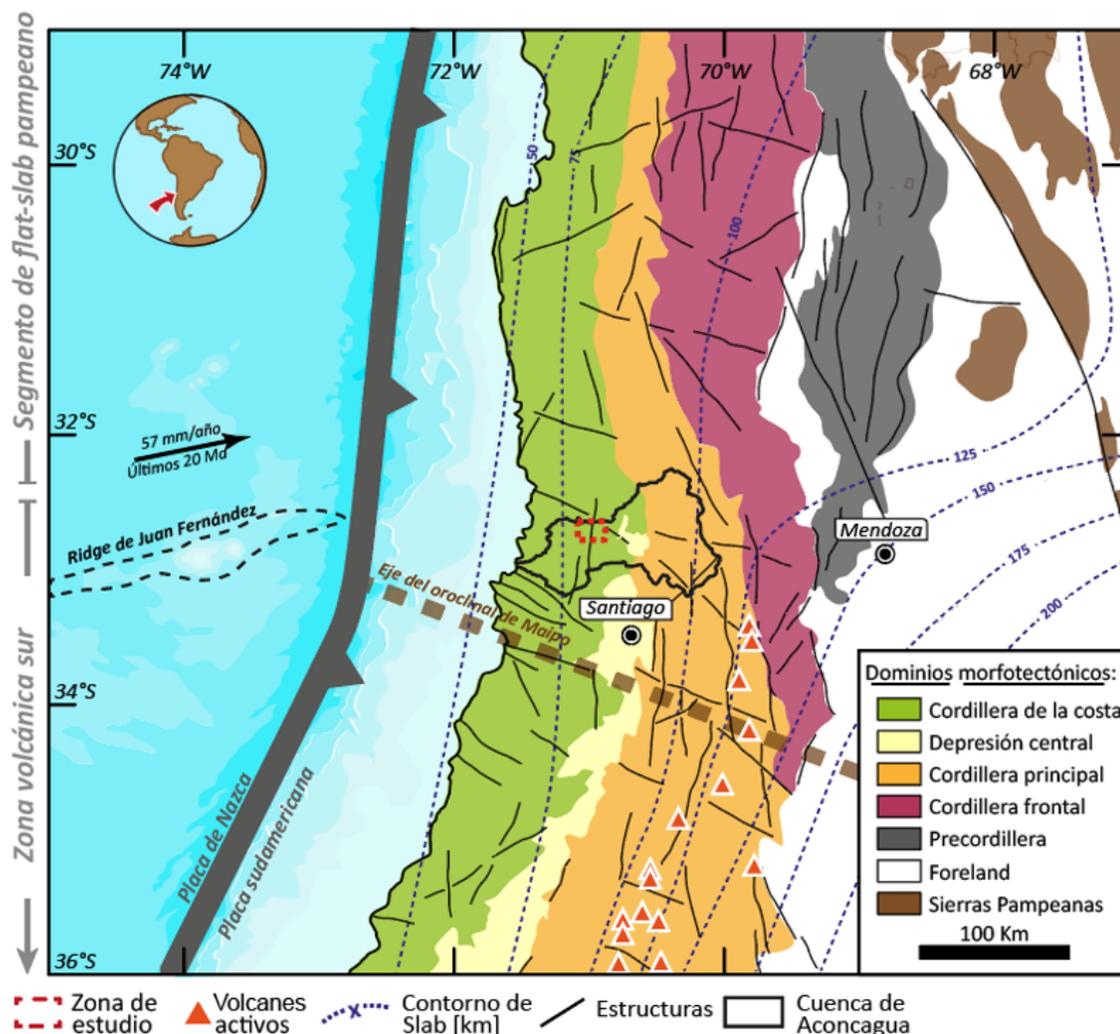


Figura 4.1: Principales características morfoestructurales de Chile. Imagen modificada de Taucare et al. (2022)

4.2. Cuenca hidrográfica del río Aconcagua

La cuenca hidrográfica del río Aconcagua, mostrada en la Figura 4.1, corresponde a una de las 101 unidades hidrográficas definidas por la dirección general de aguas en el territorio nacional (DGA, 2014). Esta cuenca, ubicada en el límite norte de la zona volcánica sur, abarca 3 dominios morfotectónicos: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal. Se localiza entre las latitudes 32,2°S y 33,1°S, es de carácter exorreica y posee un área total de 7.334 [km²] siendo su principal cauce el río Aconcagua, que desde su origen en la confluencia de los ríos Juncal y Blanco en la Cordillera de los Andes hasta su desembocadura en el océano Pacífico, en la localidad de Concón, comprende una extensión de 145 [km].

Esta cuenca es dividida en 3 subcuencas: Aconcagua alto, Aconcagua medio y Aconcagua bajo, que a su vez están divididas en 23 subsubcuencas, dentro de las cuales se encuentra la

subsubcuenca Estero Catemu, correspondiente a la zona de estudio.

4.3. Subsubcuenca Estero Catemu

El área de estudio se encuentra emplazada en la Cordillera de la Costa, en un segmento de la cuenca denominada subsubcuenca Estero Catemu (Figura 4.2), que posee una orientación principalmente NS con una extensión de 15 km en esta dirección, un ancho variable entre 1-4 km y un área de drenaje de 313 km², teniendo como principal tributario el Estero Catemu (flujo de agua de carácter estacional).

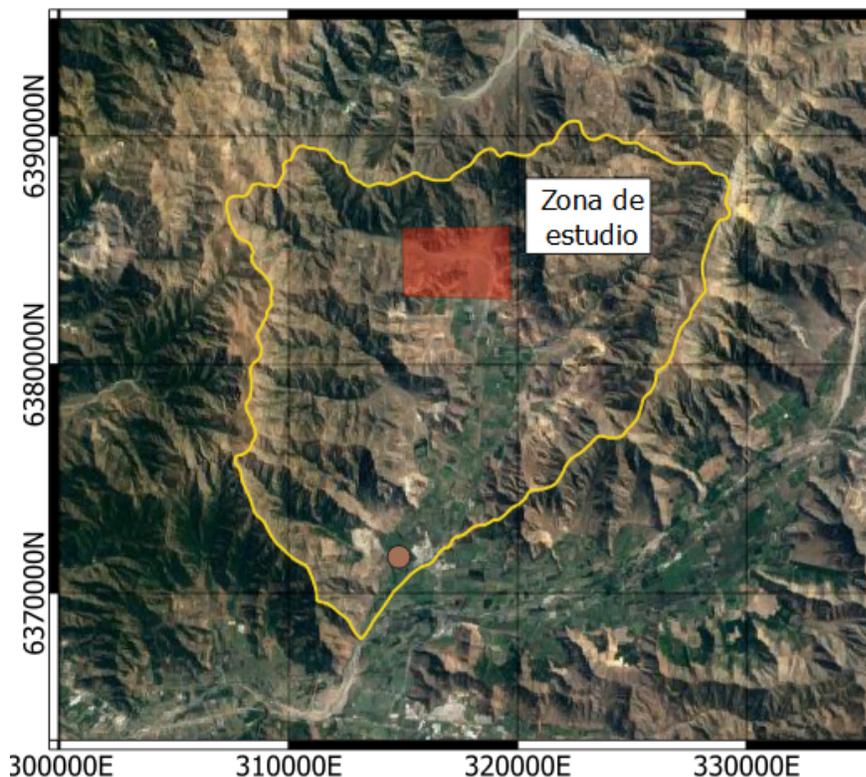


Figura 4.2: Subsubcuenca Estero Catemu.

De acuerdo a las descripciones efectuadas por diversos autores (Thomas, 1958; Rivano *et al.*, 1993; Boyce *et al.*, 2020), en la cuenca afloran las Fm. Veta Negra, Fm. Cerro Morado y Fm. Las Chilcas. El mapa geológico más actualizado de la zona se presenta en la Figura 4.3, así como la descripción de las diversas formaciones que lo componen:

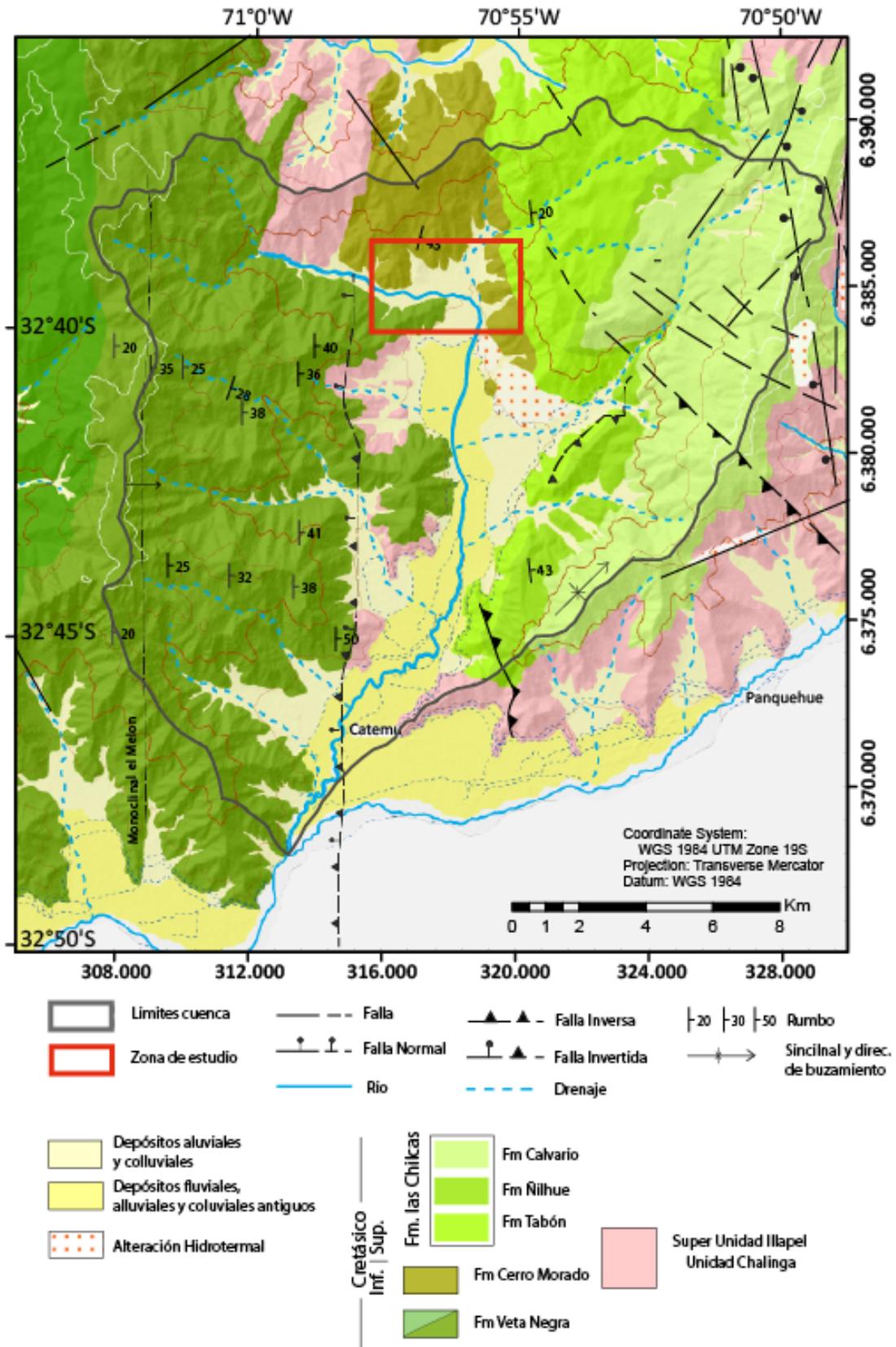


Figura 4.3: Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de Quiroga (2022)

4.3.1. Formación Veta Negra, Klvn (Thomas, 1958)

Es descrita como una formación volcánica, con una potencia cercana a ~ 5.000 [m], y que de acuerdo a diversas dataciones su edad se situaría entre 132,9 a 117 Ma (Rivano *et al.*, 1993; Aguirre *et al.*, 1999; Fuentes *et al.*, 2005), ubicándose como una formación del cretácico temprano. Está compuesta por dos miembros:

- **Mb. Inferior Purehue:** Constituida por lavas andesíticas y brechas, con intercalaciones calcáreas hacia la base.
- **Mb. Superior Ocoa:** Constituida por lavas porfíricas andesíticas, con intercalaciones de volcarenitas.

4.3.2. Formación Cerro Morado, Klcm (Carter y Aliste, 1962)

Dispuesta concordantemente sobre la Fm. Veta Negra, esta formación está compuesta principalmente de tobas andesíticas y brechas volcánicas, con un espesor cercano a los 1500 [m] y una edad comprendida entre los 115-106 Ma (Boyce, 2015). Aflora en el sector de cerrillos de Catemu (Ver recuadro rojo en Figura 4.3), al norte del valle del mismo nombre, en donde posee una extensión lateral de 4 [km].

4.3.3. Formación Las Chilcas, Klc (Thomas, 1958)

Está compuesta por una sucesión de depósitos aluviales gruesos y volcanoclásticos, con una intercalación calcarea gruesa (Rivano *et al.*, 1993). Su edad comprende entre los 105 a los 82 Ma, y se encuentra conformada por 4 miembros de los cuales se da una descripción general a continuación (Boyce, 2015):

- **Mb. Pitipeumo:**(105-100? Ma) Andesitas intercaladas con niveles conglomerádicos, brechas y lavas andesíticas y dacíticas. No aflora en la zona de estudio por el contacto erosivo entre las Fm. Cerro Morado y Las Chilcas.
- **Mb. Tabón:**(100?-93? Ma) En la zona de estudio posee una discontinuidad angular respecto a la Fm. Cerro Morado. Brechas sedimentarias y conglomerados masivos con una potencia estimada entre 500 y 2500 [m].
- **Mb. Ñilhue:**(92?-90? Ma) Calizas y depósitos calcáreos con una potencia aproximada de 80-100 [m].
- **Mb. El Calvario:** (89?-82 Ma) Brechas andesíticas intercaladas con andesitas masivas, conglomerados matriz-soportados y potentes niveles de brechas sedimentarias, con una potencia estimada de 900-2000 [m].

4.3.4. Depósitos cuaternarios (Rivano, 1996)

Definidos como depósitos no consolidados, considera sedimentos aluviales, coluviales, depósitos de rellenos de valles y conos aluviales y están asociados a fenómenos locales dependientes de condiciones climáticas y topográficas de la zona. Para la zona de estudio, la mayor

parte de los sedimentos son aluviales, asociados a los cursos de agua que existen en la zona: estero Catemu, estero Gómez y estero El Sauce. Por lo demás, se identifica la existencia de depósitos coluviales de escombros de falda, conos de talud y abanicos aluviales pertenecientes a las quebradas laterales (Mendoza, 2019).

4.3.5. Estudio geotécnico

En base al estudio geológico y geotécnico para el diseño de un embalse en la zona de estudio por Mendoza (2019) se realizaron 22 sondajes, de los cuales 14 se ubican a lo largo del perfil mostrado en la Figura 4.4. En ellos, se estudiaron las características geomecánicas, permeabilidades del suelo y el macizo rocoso en profundidad.

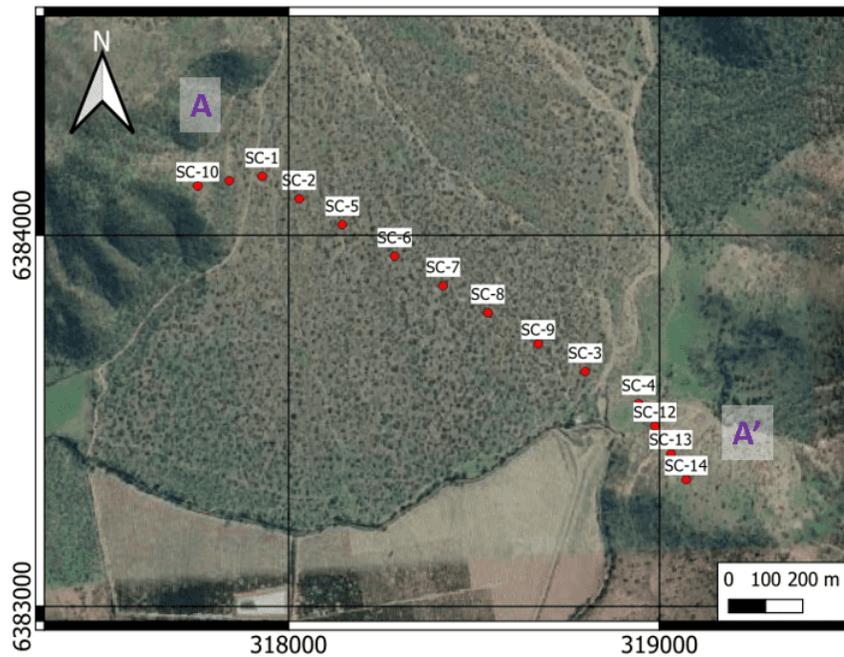


Figura 4.4: Ubicación de pozos con elevación de basamento, Mendoza 2019

Los resultados, sintetizados por Quiroga (2023) y presentados en la Figura 4.5, dan cuenta de un basamento con una calidad geotécnica mala a regular dentro de los primeros 50 [m] de sondaje en basamento, de acuerdo a la clasificación RMR (Bieniawski, 1989). La mayor parte de los sondajes muestran tramos donde se identifica fracturamiento en basamento, caracterizado por tramos de sondaje que poseen una baja resistencia a la compresión (menor a 50 [MPa]), un espaciamiento de estructuras moderado (200 a 600 [mm]) a muy junto (< 60 [mm]) y una apertura de éstas mayor a 1[mm]. Por lo demás, se describe una roca mojada a húmeda.

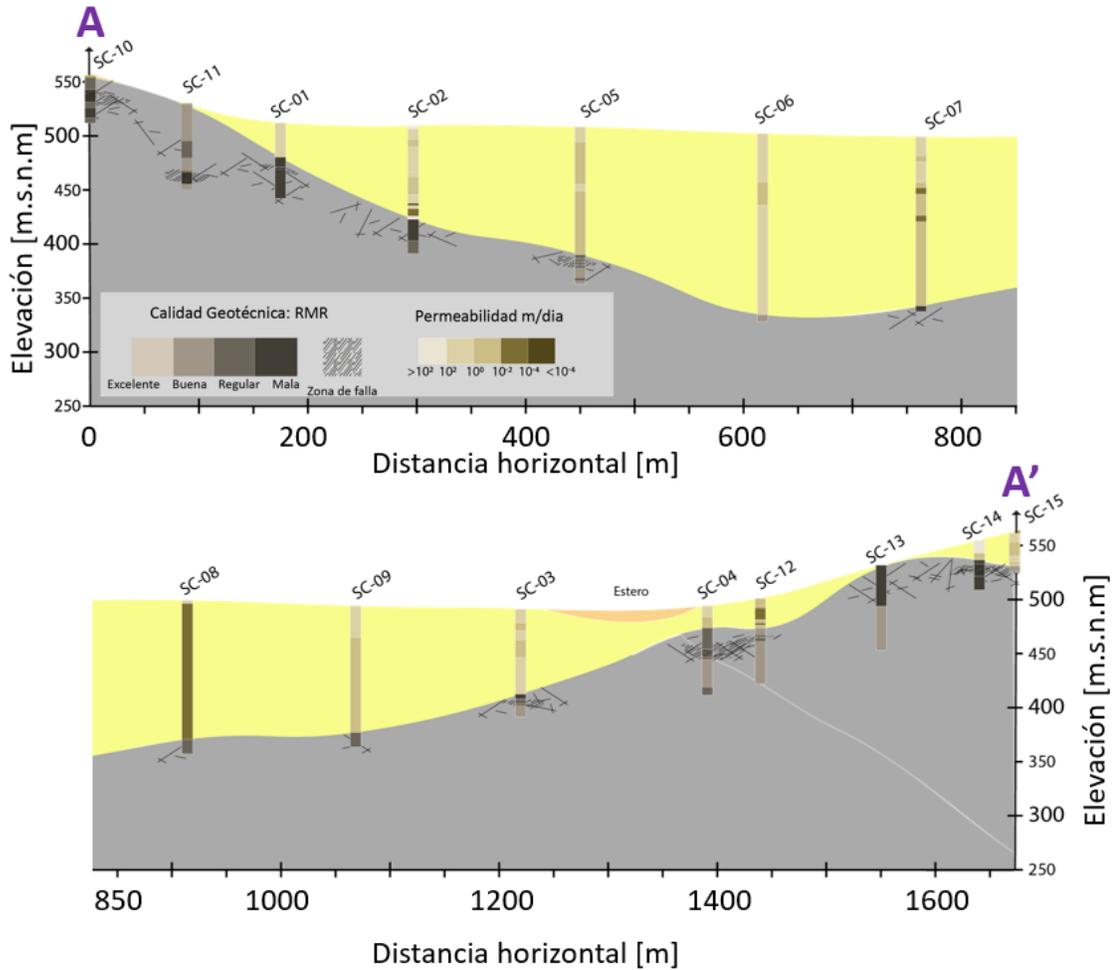


Figura 4.5: Perfil construido por Quiroga (2023) con información de pozos de Mendoza (2019)

Se utilizó la información de 8 sondajes cercanos a los perfiles gravimétricos con alcance a basamento, y que fueron incorporados a la modelación para constreñir los perfiles 2D de gravedad. En la tabla 4.1 y en la Figura 4.5 se muestra la información de los sondajes geotécnicos incorporados en este estudio.

Sondaje	Tope de basamento [m.s.n.m]	Espesor sedimentario [m]
SC-01	500	32
SCR-3	532	24
SC-05	413	118
SC-06	362	165
SC-07	364	159
SC-8	394	127

Tabla 4.1: Información disponible para constreñir modelos gravimétricos, Mendoza (2019)

4.3.6. Geología estructural (Boyce et al., 2020)

Las Fm. Veta Negra y Cerro Morado forman un monoclinial con orientación NS y con manteo hacia el este, llamado "monoclinial Melón", que se extiende por más de 40 [km]. En el valle de Catemu, el monoclinial tiene un manteo de 50°E y se reconoce un conjunto de fallas normales subverticales. Por lo demás, se identifica un lineamiento evidenciado por intrusiones y alteración hidrotermal, que el autor asocia a una extensión de la falla Los Perros hacia el norte de donde estaba antes delimitada por Rivano (1993).

4.4. Marco hidroclimático

4.4.1. Regional

La cuenca del río Aconcagua presenta un clima semiárido, con precipitaciones que ocurren principalmente en el invierno austral, y que provienen desde el océano Pacífico. En la zona de la Depresión Central, la precipitación anual promedio para la serie estacional 1980-2010 corresponde a 280 [mm/año], mientras que en la Cordillera Principal este valor se eleva hasta 620 [mm/año] (Figuroa *et al.*, 2021).

El régimen del río Aconcagua es mixto, teniendo crecidas en su caudal en invierno debido a precipitaciones y en primavera por los deshielos que ocurren principalmente en la Cordillera Principal. Los tributarios de alta Cordillera tienen un régimen nival, mientras que en el sector más bajo de la cuenca son pluviales debido a la ausencia de precipitación sólida.

4.4.2. Local

De acuerdo con la información provista por la estación pluviométrica Catemu, entre los años 1980-2019 (Figura 4.6), el promedio anual de precipitación corresponde a 370 [mm/año]. Además, en base al gráfico de precipitación promedio mensual, se puede mencionar que los meses invernales (mayo a agosto) concentran el 83 % del total precipitado anual, con una suma de 300 [mm] en estos cuatro meses.

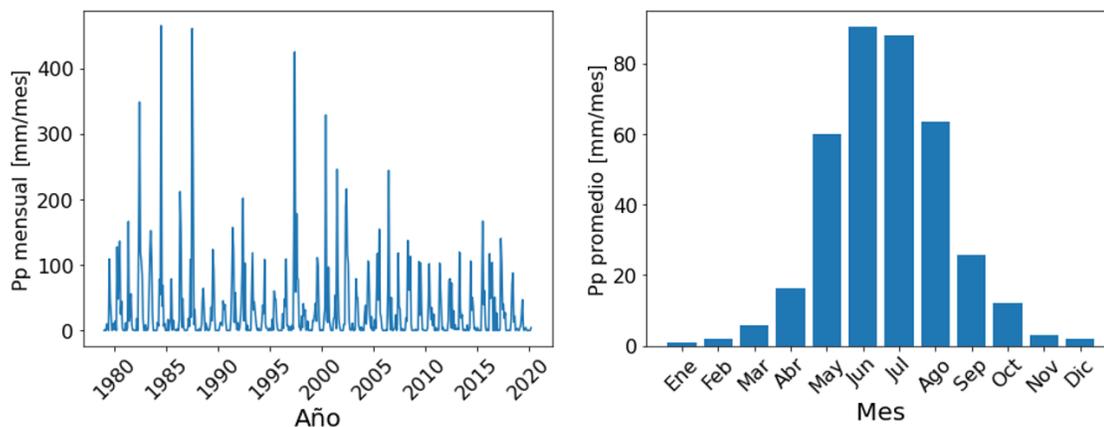


Figura 4.6: Precipitación mensual medida en estación pluviométrica Catemu, periodo 1954-2018.

Respecto a los caudales medidos en la estación puente Santa Rosa, considerando el intervalo de años 2004-2019 (ver Figura 4.7), se observa una disminución de caudales en los meses de julio a septiembre. La cuenca de estero Catemu presenta 3 canales principales (Figura 4.8): Catemu del Alto, que limita hacia el norte con el depósito aluvial correspondiente a la zona de estudio, Catemu del Bajo y el canal Pepino. El canal Catemu del Alto y Catemu del Bajo funcionan desde finales de agosto hasta junio del próximo año, mientras que el canal Pepino funciona durante todo el año (Quiroga, 2023).

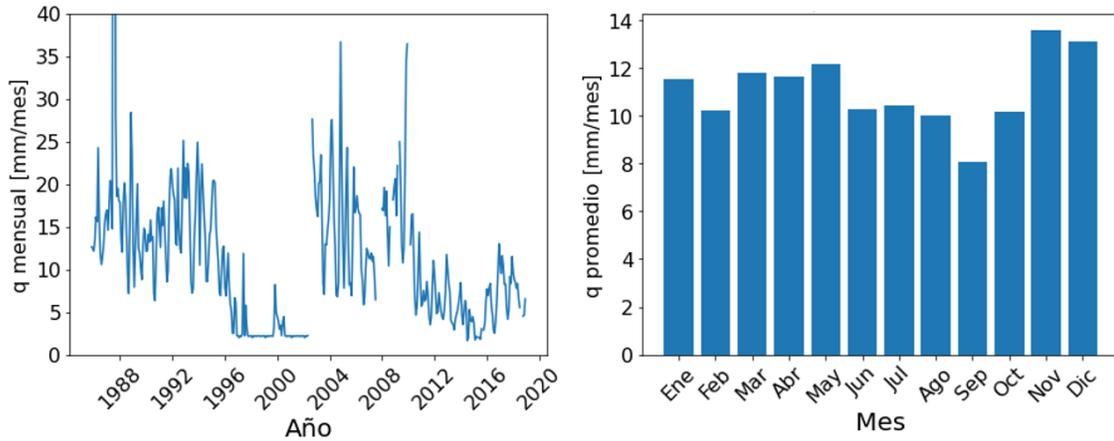


Figura 4.7: Caudal mensual de estero Catemu en estación Puente Santa Rosa.

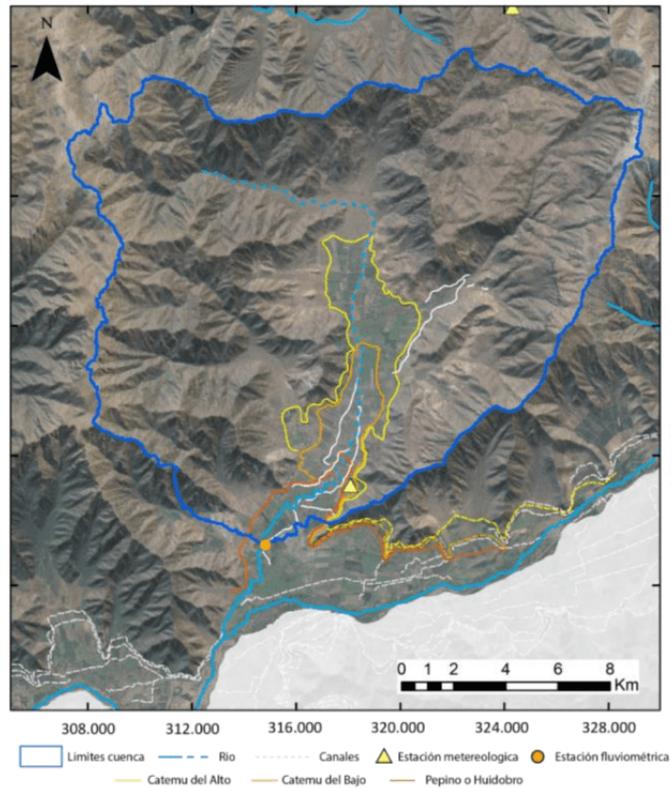


Figura 4.8: Canales presentes en la zona de estudio, tomado de Quiroga (2023).

4.5. Recursos hídricos en cuenca

4.5.1. Derechos de agua subterráneos

En base a los registros de derechos de agua otorgados en el periodo 2002-2021 por la DGA en la cuenca Estero Catemu (información tomada del catastro público de derechos de aprovechamiento de aguas registrados en DGA), el total de derechos subterráneos otorgados asciende a 850 [l/s] (0,85 [m^3/s]) (Figura 4.9). Respecto a los derechos asociados, la mayoría son de carácter continuo y permanente.

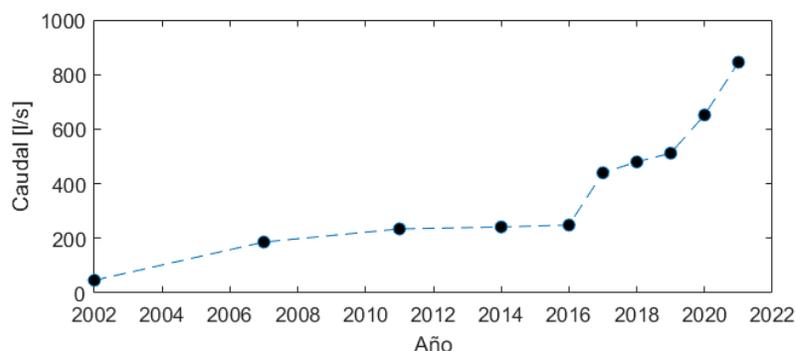


Figura 4.9: Derechos de agua subterránea en subcuenca Catemu.

4.5.2. Usos de derechos de agua

En función del estudio de estimación de demanda actual de los recursos hídricos en Chile, entregado por la dirección general de aguas el año 2017, se estableció que para la subcuenca de Aconcagua medio (donde se encuentra la subcuenca de Estero Catemu), la principal demanda establecida de recursos tiene como uso el desarrollo agrícola (91 % del total), seguido por el agua potable para consumo humano (6,8 % del total). El desglose por tipo de demanda otorgada por la DGA, considerando las principales áreas de uso a nivel nacional, se presentan en la tabla 4.2:

Tipo demanda consuntiva	$mm^3 \backslash$ año	Porcentaje
Agrícola	209.064	91,97 %
Agua potable urbana y rural	15.391	6,77 %
Industrial	2.650	1,16 %
Pecuario	207	0,09 %
Mínero	0	0,00 %
Generación eléctrica	0	0,00 %
Total	227.312	100,00 %

Tabla 4.2: Demanda hídrica del año 2017 por rubro, subcuenca Aconcagua medio. DGA, 2017

Capítulo 5

Estudios complementarios en la cuenca del Aconcagua

5.1. Recarga de bloque montañoso en la cuenca del Aconcagua

En la cuenca hidrográfica del río Aconcagua se ha documentado la existencia de recarga de bloque montañoso a 35 [km] de la zona de estudio, en la interfaz entre la Depresión Central y la cordillera Principal, también llamado "Western Andean Front". Este frente montañoso es controlado estructuralmente por la zona de falla Pocuro, con una zona de deformación de 4 km de ancho y 150 km de extensión (Carter y Aliste, 1962; Rivano *et al.*, 1993; P. Jara y Charrier, 2014; Taucare *et al.*, 2022). Mediante el uso de técnicas geofísicas, geológicas e hidrogeológicas, se describen 3 aspectos relevantes respecto a los procesos de recarga en el frente montañoso:

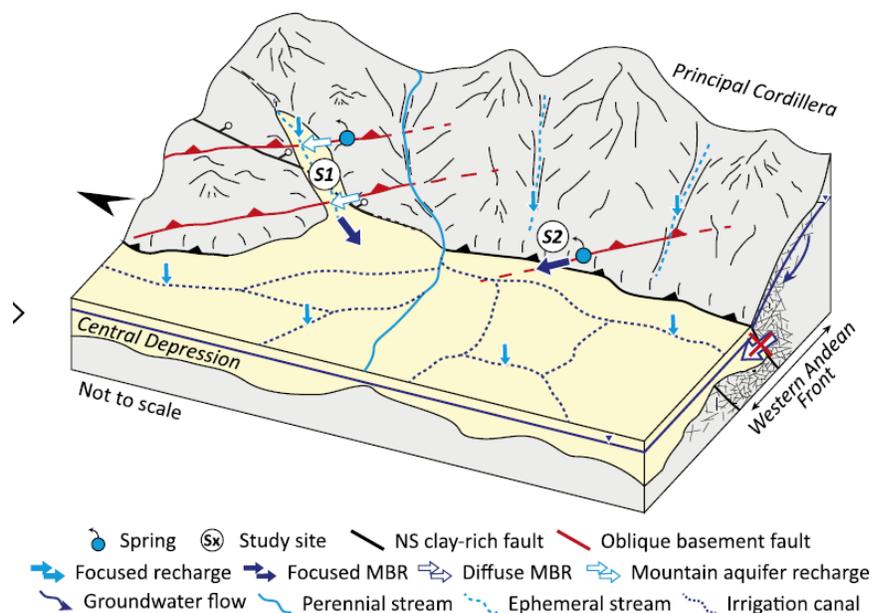


Figura 5.1: Mountain Block Recharge (MBR) en la cuenca del Aconcagua, Figueroa et al. (2021).

1. El límite entre los dos dominios corresponde a fallas NS con un núcleo de alto contenido de arcilla, que actúan como una barrera que impide la recarga de bloque montañoso difusa.
2. Las fallas NS son cortadas por fallas abiertas oblicuas en basamento, que actúan como vías de recarga de bloque de montaña focalizadas (S2 en Figura 5.1).
3. Existen corredores aluviales en cañones pertenecientes al bloque montañoso con alta transmisividad hidráulica que actúan como vías preferenciales de recarga (S1 en Figura 5.1). Estos corredores son acuíferos montañosos no confinados que son recargados por infiltración indirecta a lo largo de canales efímeros y las fallas oblicuas en basamento.

5.2. Estudios geológicos y geofísicos complementarios

En marco del proyecto CAPTA-P7 "Agua en rocas fracturadas: sistematización para la exploración en Chile" se están desarrollando paralelamente a este estudio 2 trabajos de investigación en la cuenca del estero Catemu, donde se busca generar un modelo conceptual hidrogeológico que pueda ser una referencia para estudiar los procesos de recarga en cordones montañosos. A continuación, se presentan los resultados de ambos trabajos:

5.2.1. Caracterización geoelectrica del depósito aluvial

Mediante la adquisición de datos de transiente electromagnético, se propuso un modelo de resistividad eléctrica en la misma zona abarcada por este estudio (Cabeza, en prep.). Con éste, se busca estimar los límites actuales de la zona saturada del acuífero mediante la interpretación de la interfaz entre distintas unidades geoelectricas: sedimento no saturado (resistividades intermedias del orden de 100 [ohm-m]), sedimento saturado (resistividades menores a 100 [ohm-m]) y basamento (cercasas a 1000 [ohm-m]).

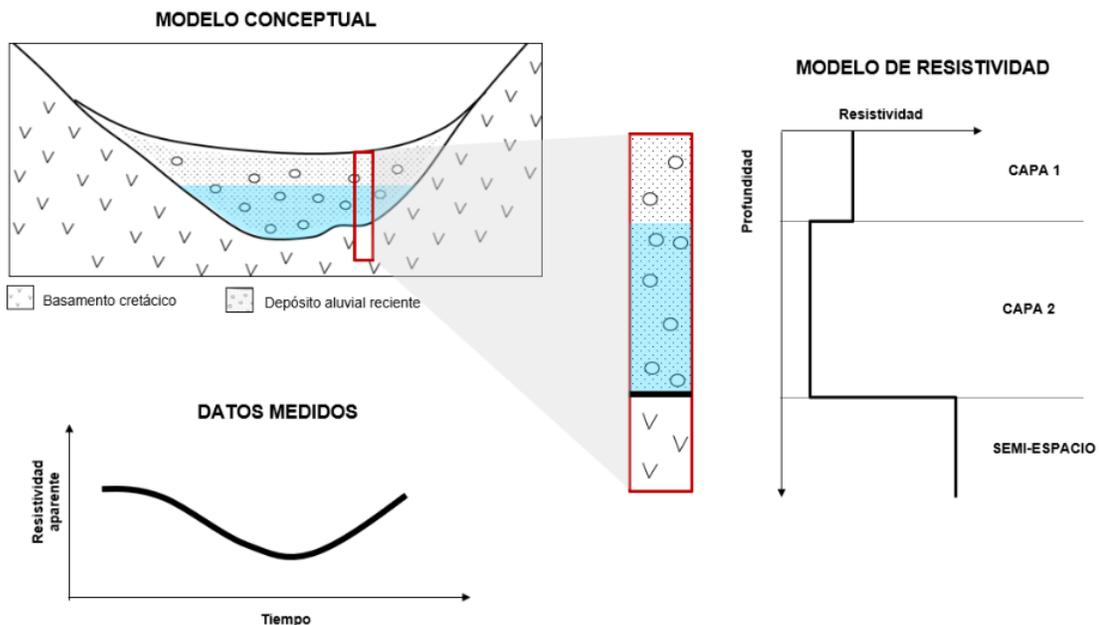


Figura 5.2: Modelo conceptual de unidades geoelectricas, Cabeza (en prep.).

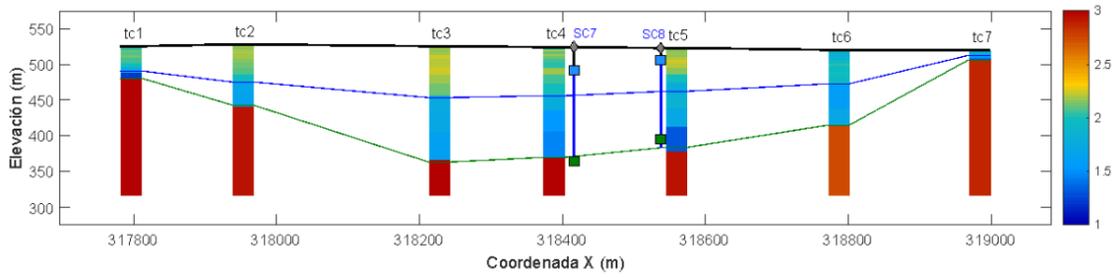


Figura 5.3: Modelos geoelectricos para perfil TEM 1, Cabeza (en prep.).

En base a este modelo se ha generado preliminarmente un mapa de piezometría en el depósito aluvial. En éste se sugiere la existencia de 2 tipos de flujos relevantes: 1) Flujos que siguen la orientación del depósito aluvial, representados por flechas azules en la Figura 5.4, y 2) Flujos perpendiculares al pie de montaña en los flancos E y W en el sector sur del depósito aluvial, mostrados con flechas rojas en la Figura 5.4.

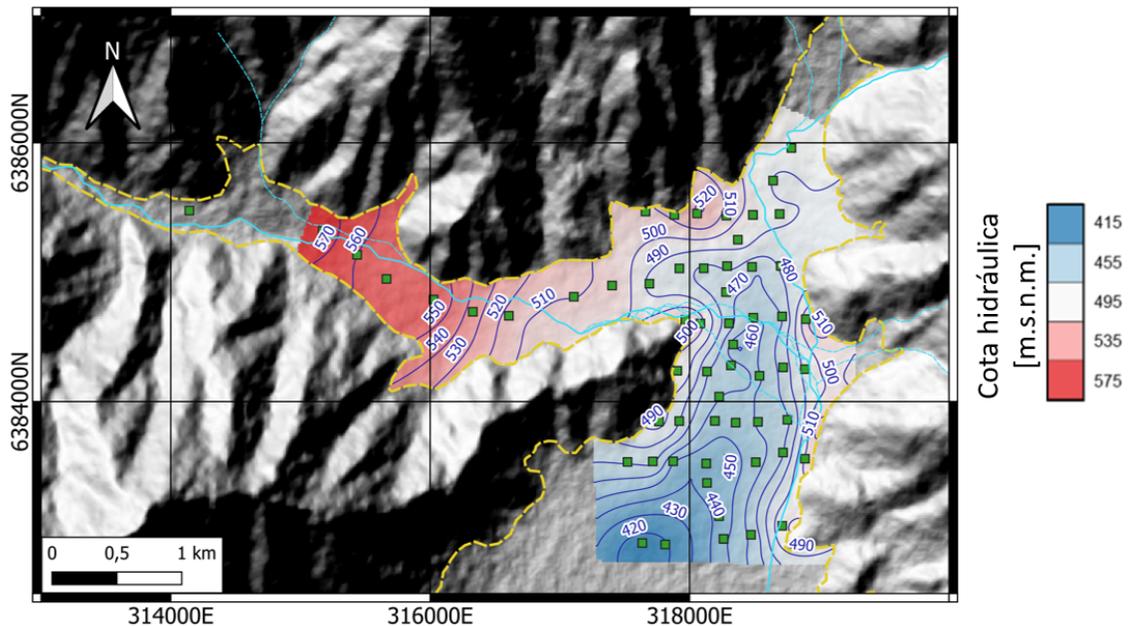


Figura 5.4: Cota hidráulica en depósito aluvial inferida mediante modelos de resistividad eléctrica, Cabeza (en prep.).

5.2.2. Estudio geológico e hidrogeoquímico de la cuenca Estero Catemu

Quiroga (2023) realizó un estudio para estudiar los procesos de recarga asociados a la cuenca de estudio, considerando el valle junto con el bloque de montaña que lo rodea. Para ello, se estudió el origen y la circulación de aguas subterráneas, así como la identificación de zonas preferentes de recarga.

Para estudiar el potencial de recarga difusa que presenta el bloque de montaña, se consideraron criterios multivariados asociados a la densidad de lineamientos y pendiente (Dar *et al.*,

2010; Sánchez, 2018; Taucare *et al.*, 2020b), determinando que tanto en la Fm. Veta Negra como en la Fm. las Chilcas existen zonas que presentan un potencial moderado a bueno de recarga difusa, que se encuentran cercanas a zonas de recarga focalizada, pudiendo conectar hidrogeológicamente el bloque montañoso con el valle.

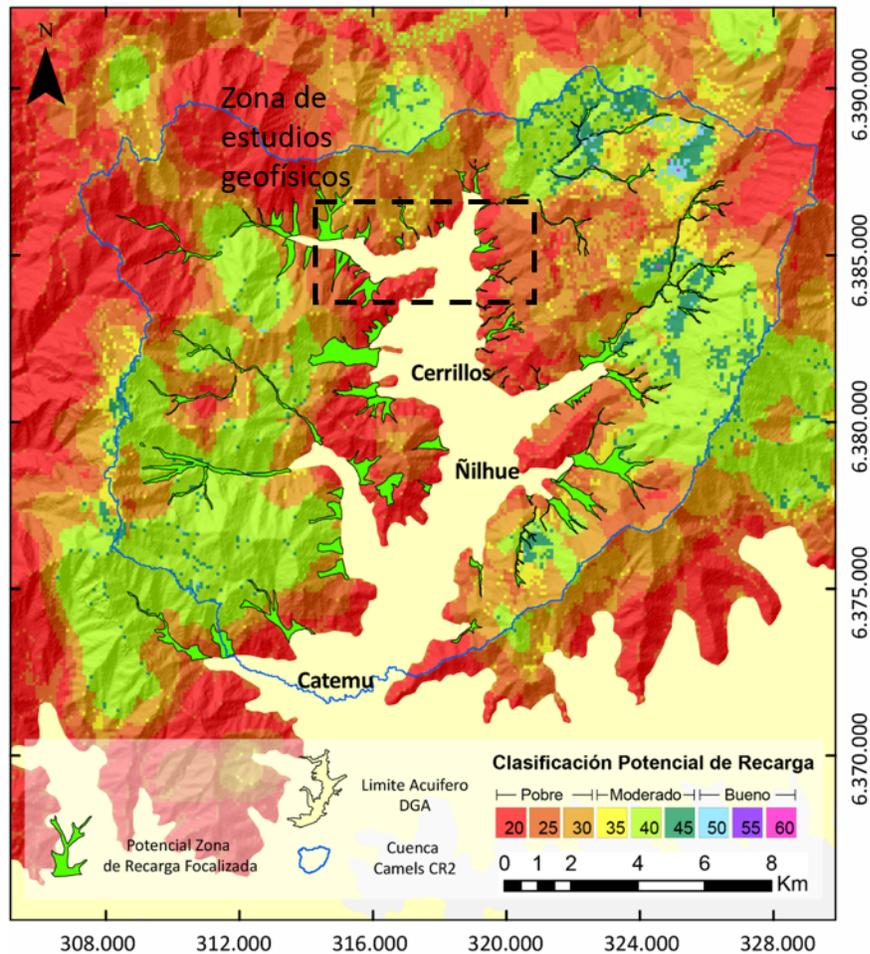


Figura 5.5: Potencial de recarga difusa, Quiroga (2023).

Por su parte, mediante un estudio de geoquímica e isótopos estables de 25 muestras de aguas a lo largo de la cuenca, se establecen 2 conclusiones:

- En el sector norte de la cuenca existiría una conexión del sistema hidrogeológico de las aguas del valle y las aguas subterráneas en altura a través de un medio fracturado. Esta conexión es compleja y en algunas muestras se evidencian efectos asociados a diques.
- Aguas abajo del canal Catemu del Bajo (ver Figura 4.8), las muestras de agua evidencian una influencia de los canales en los flujos subterráneos, cuyo origen proviene del Río Aconcagua.

Capítulo 6

Adquisición y procesamiento de datos geofísicos

6.1. Diseño del estudio gravimétrico

Para realizar una caracterización de la geometría y estructura de basamento de alto detalle, se consideró la cabecera del valle de Catemu como zona representativa de los frentes de recarga. Esta área presenta características geológicas de interés, como:

- Límite entre dos formaciones geológicas de basamento (Ver Figura 4.3)
- Existencia de un depósito aluvial sobre los valles del estero Catemu y Gómez.
- Abanicos aluviales como una potencial zona de recarga focalizada.

El área es propiedad del Ministerio de Obras Públicas, y en general, no tiene actividad humana e industrial significativa que pueda afectar las mediciones.

Una vez seleccionada el área, se propuso la realización de perfiles lineales EW transversales al Valle de Catemu, para modelar la geometría del depósito sedimentario y el basamento que lo subyace. En cada perfil se definieron estaciones gravimétricas con separación de 100 [m] entre puntos sucesivos. Se propusieron 32 perfiles EW con una separación en la dirección NS también de 100 [m] entre perfiles consecutivos, de modo que finalmente se dispusiera también de una malla bidimensional de 100[m]x100[m] en las direcciones NS y EW respectivamente, apropiada para llevar a cabo una inversión gravimétrica 3D.

6.2. Adquisición de datos

La adquisición de datos gravimétricos y de posicionamiento GPS fue realizada en 2 campañas de campo. La primera entre el día 20 de septiembre al 8 de octubre del 2021, y la segunda entre el 11 al 17 de noviembre del mismo año. Para los datos gravimétricos se utilizaron 3 gravímetros, un Scintrex CG3, un Scintrex CG5 y un Lacoste & Romberg G411. En las mediciones de GPS diferencial se utilizaron instrumentos Topcon HiperV y Topcon Odyssey. Los instrumentos utilizados se muestran en la Figura 6.1, mientras que su disposición en terreno se muestra en la Figura 6.2.



Figura 6.1: Gravímetros y GPS diferenciales utilizados en adquisición de datos.

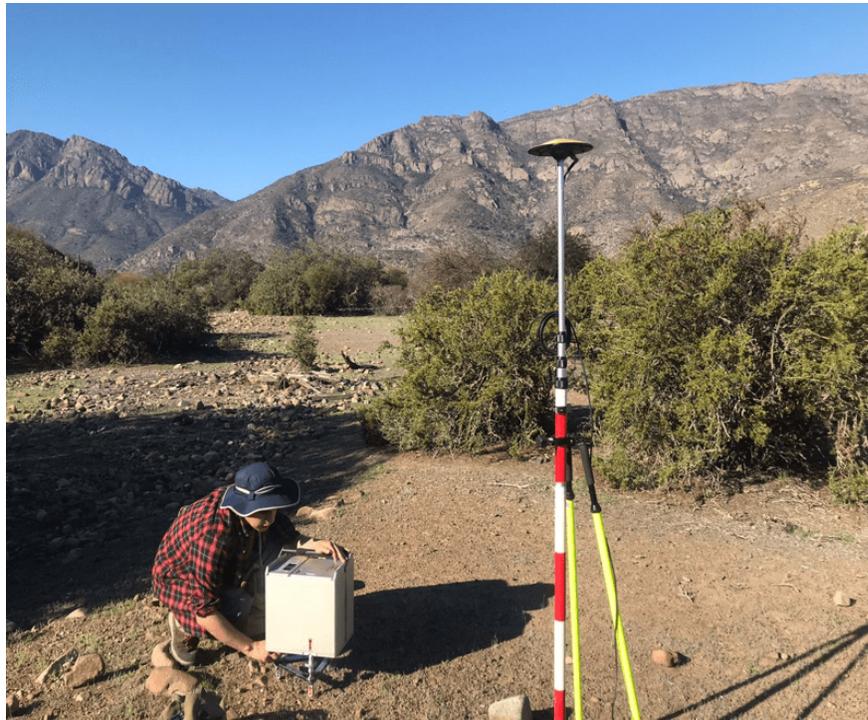


Figura 6.2: Montaje de estación gravimétrica (gravímetro Scintrex CG3 y GPS diferencial Topcon Odyssey) en terreno.

El total de mediciones realizada entre las 2 campañas alcanzó las 728 estaciones gravimétricas considerando bases y puntos repetidos en diferentes días. El número neto de mediciones a utilizar en el modelado gravimétrico es de 567 puntos (ver Figura 6.3). Para este estudio se definieron 2 sectores a medir, ubicados en el sector Norte de la Cuenca del Estero Catemu (Ver ubicación en cuenca en Figura 4.2):

- Depósito aluvial ubicado al N del valle del Estero Catemu, para el cual se dispuso de una malla de estaciones gravimétricas espaciadas cada 100 [m] tanto en la componente NS como en EW, construida a partir de 32 perfiles EW limitados por el frente de montaña y un total de 543 mediciones.
- Al sur de la malla anterior, se construyó un perfil en el valle del Estero Catemu, considerando 24 estaciones separadas cada 100 [m] con una orientación aproximadamente EW.

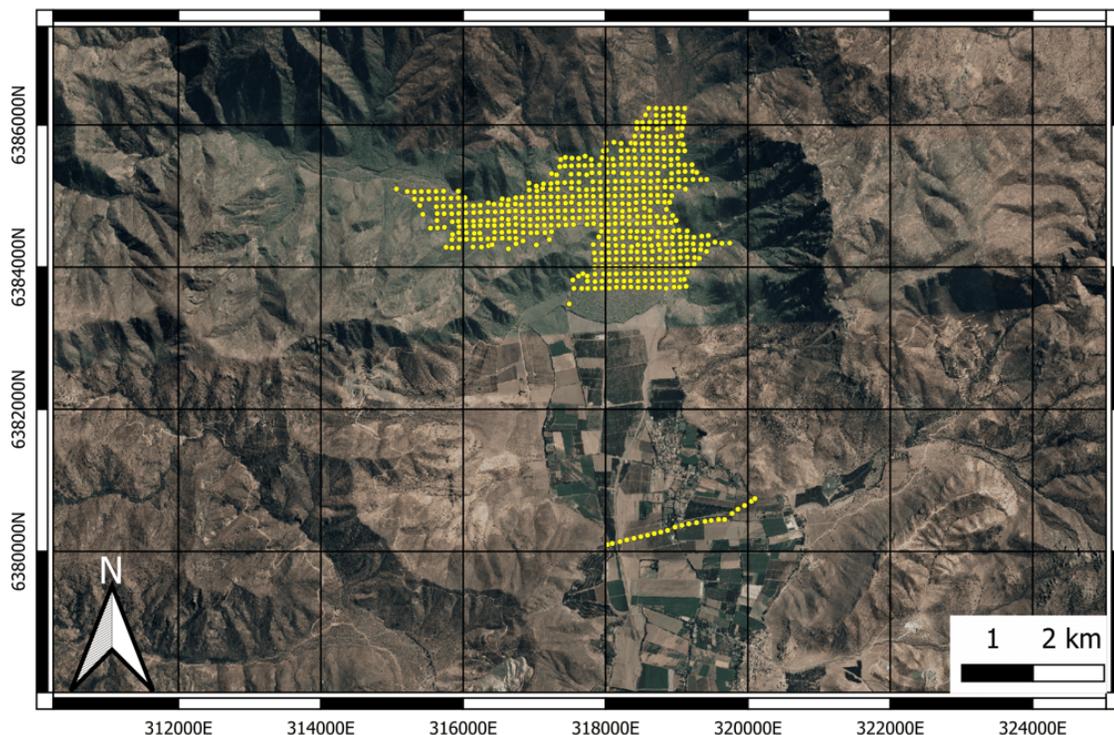


Figura 6.3: Ubicación de estaciones gravimétricas y de GPS diferencial en el área de estudio. En el sector Norte se ubica una grilla de datos adquiridos cada 100 [m] tanto en la componente NS y EW, mientras que en el sector Sur de la imagen se encuentra el perfil aproximadamente EW realizado próximo a la localidad de Cerrillos de Catemu.

6.3. Procesamiento de datos GPS

La medición de elevación de las estaciones gravimétricas respecto al elipsoide de referencia (WGS84) es esencial para un correcto procesamiento de los datos gravimétricos, debido a su influencia principalmente en las correcciones de Aire Libre y de Bouguer simple. Debido a

esto, se hizo uso de receptores GPS diferencial para obtener una medición cuya resolución respecto a la elevación sea centimétrica.

Para el correcto procesamiento de los datos de GPS diferencial, se requieren de mediciones efectuadas en un punto fijo (receptor base) así como mediciones efectuadas en las estaciones gravimétricas (receptor móvil) donde se desea obtener su posición y elevación. La comparación de ambas señales permite eliminar errores asociados a perturbaciones de la señal, principalmente atmosféricas. Para el caso de este estudio, se utilizó como base GPS la estación GNSS ROBL, perteneciente a la red GNSS del Centro Sismológico Nacional. Las coordenadas asociadas a este punto se presentan en la Tabla 6.1.

Latitud	Longitud	Elevación
-32,975825	-71,015845	2210,078

Tabla 6.1: Estación base ubicada en el Cerro el Roble, CSN.

6.3.1. Mapa de errores

Debido a la necesidad de realizar un primer control de calidad de los datos GPS obtenidos, se procedió a revisar los errores en la componente vertical. A partir de la información provista por la Tabla 6.2 y la Figura 6.4 se observa que, de un total de 599 mediciones procesadas, considerando algunas estaciones con mediciones repetidas, un 89 % (533 de 599 mediciones) poseen un error dentro del rango centimétrico y un 11 % de las mediciones poseen un error mayor a 1 [m]. En estos casos, se revisó si este error tiene significancia al momento de efectuar los procesamientos, pues en ese caso la medición y la estación gravimétrica debe ser descartada. En caso de tener 2 mediciones en una misma posición, se escogió la que presentó menor error en la componente vertical.

Error	Nº de mediciones
<0,5 [m]	339
0,5 - 1,0 [m]	194
1,0 - 1,5 [m]	37
>1,5 [m]	29

Tabla 6.2: Cantidad de mediciones GPS ubicadas entre rangos de errores determinados.

Por otra parte, la única zona donde se observa que el conjunto de estaciones posee un alto error corresponde al sector norte del depósito aluvial, lo que se corresponde con una baja cantidad de satélites captados por los GPS. El resto de mediciones con error alto se encuentran distribuidas en toda la zona de estudio.

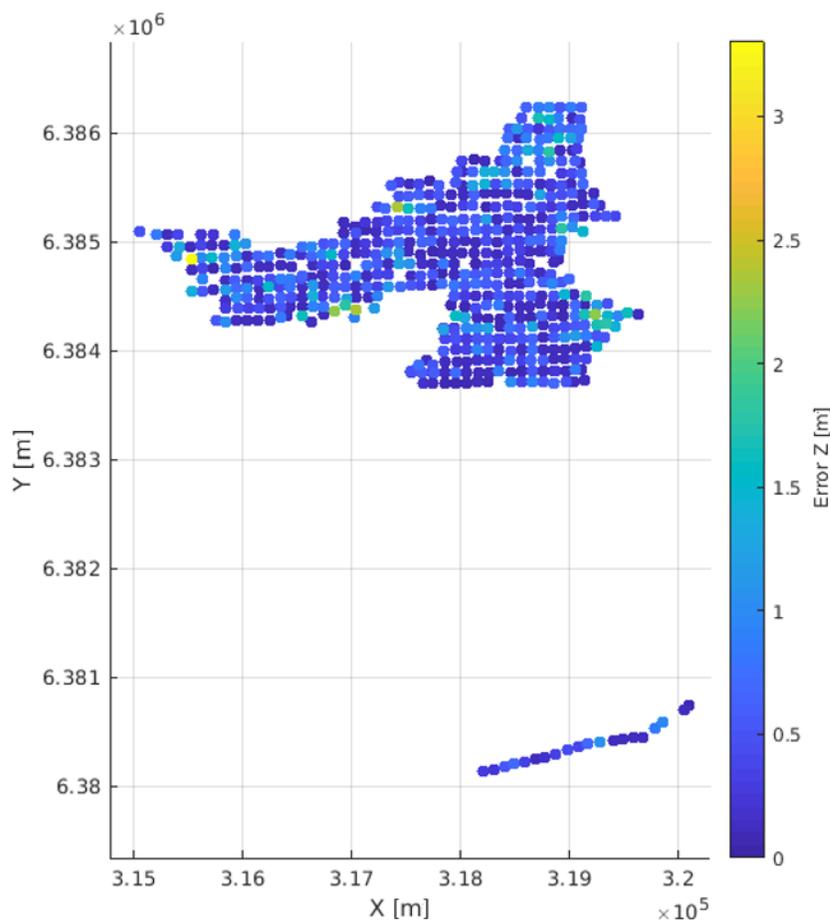


Figura 6.4: Error en la componente vertical de datos GPS para el conjunto de estaciones adquiridas en la campaña de la cuenca de Catemu.

6.4. Densidad del depósito sedimentario y basamento

Para realizar una caracterización de la morfología del basamento, se requiere establecer densidades tanto para el depósito sedimentario como para el basamento circundante.

6.4.1. Densidad de sedimento

En base a la descripción litológica conocida en la zona de estudio (Boyce *et al.*, 2020), los rangos de valores de referencia para tipo de suelos (Telford *et al.*, 1990; Carmichael, 1989; ver Tabla 6.3) y a la información de pozos disponibles utilizada para la construcción de los modelos, se consideró para el modelado gravimétrico una densidad para los sedimentos de $\rho=2,1$ [gr/cc].

6.4.2. Densidad de basamento

Este parámetro resulta esencial para el procesamiento de los datos gravimétricos, debido a su directa influencia en las correcciones de Bouguer simple y topográfica. Diversos estudios han realizado mediciones de muestras de roca en la Fm. Las Chilcas, dentro de los que se encuentran Bustamante *et al.* (2012) ($\rho=2,70$ [gr/cc]), Yañez *et al.* (2015) ($\rho=2,62$ [gr/cc]) y Figueroa *et al.* (2021) ($\rho=2,57$ [gr/cc]). Para este estudio, se consideró en principio una

Tipo de suelo	Rango de ρ [gr/cc]
Arcilla	1,6 - 2,6
Arena	1,7 - 2,3
Grava	1,7 - 2,4

Tabla 6.3: Densidad de suelo según tipo de suelo (Telford et al., 1990; Carmichael et al., 2017)

densidad de basamento de $\rho=2,60$ [gr/cc], con la cual se realizaron modelamientos 2D de perfiles gravimétricos. Se determinó que la densidad considerada no permitía el ajuste de los modelos de elevación de basamento a los datos de sondajes (Mendoza, 2019) y de TEM (Cabeza, en prep.), subestimando los espesores del depósito sedimentario.

Con el fin de proponer una estimación adecuada de densidad para este estudio, se procesó un set de datos sísmicos tomados cercanos al perfil gravimétrico 1, cuya ubicación es mostrada en la Figura 6.19. La adquisición fue realizada mediante el despliegue de un perfil de 24 geófonos separados cada 10 [m], desde una posición $X=0$ [m], localizada en el geófono más hacia el centro del valle (a 10 [m] del disparo 1), hasta $X=230$ [m] cercano al pie de montaña, tal como lo muestra la Figura 6.5.

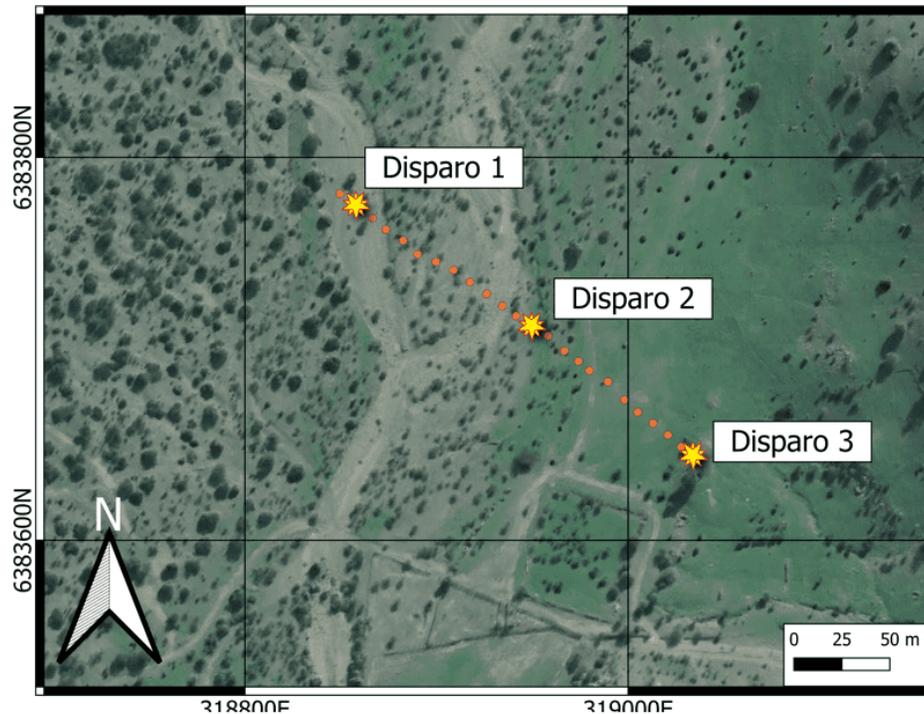


Figura 6.5: Disposición de geófonos (círculos naranjos) y disparos procesados (estrellas amarillas) en línea sísmica adquirida en sector de aluvial de Catemu.

El modelo propuesto (capas planas homogéneas inclinadas, ver Figura 6.6), considera una capa fina de sedimentos con una baja velocidad de onda P ($0,6$ [km/s]), una capa de sedimentos con V_p promedio del depósito aluvial ($1,4$ [km/s]) y un semiespacio correspondiente al basamento superior ($4,2$ [km/s], ver Tabla 6.4).

Capa	Espesor Z_1 [m]	Espesor Z_2 [m]	V_p [km/s]
1	4	3	0,6
2	35	4	1,4
Semiespacio			4,2

Tabla 6.4: Modelo de capas inclinadas con velocidad constante

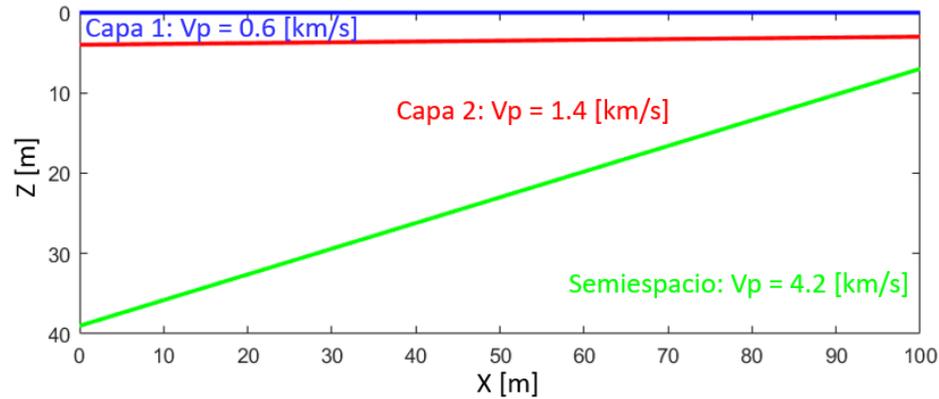


Figura 6.6: Modelo de capas los datos del perfil sísmico.

A continuación, se presentan las trazas sísmicas asociados a los disparos 1, 2 y 3 (Figuras 6.7, 6.9 y 6.11), cuya ubicación es mostrada en la Figura 6.5, y las curvas camino tiempo asociados a los disparos 1, 2 y 3 (Figuras 6.8, 6.10 y 6.12), obtenidas a partir de las trazas sísmicas junto con las predichas por el modelo de capas inclinadas descrito en el capítulo de Marco Teórico (página 27), considerando el modelo propuesto en la tabla 6.4.

6.4.3. Disparo 1

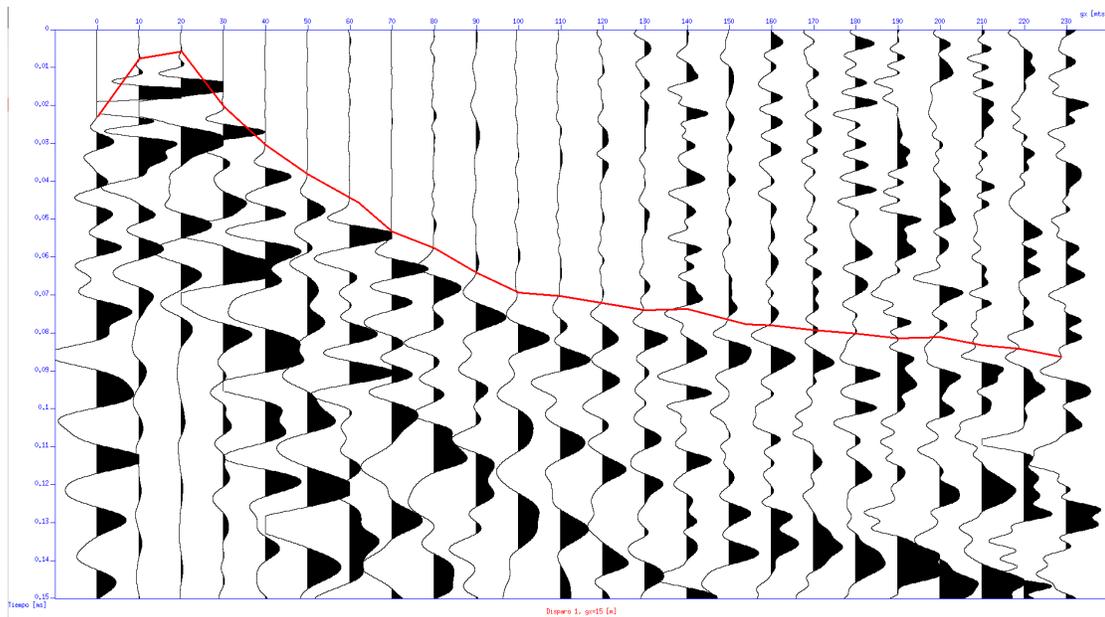


Figura 6.7: Disparo 1, selección de primeras llegadas.

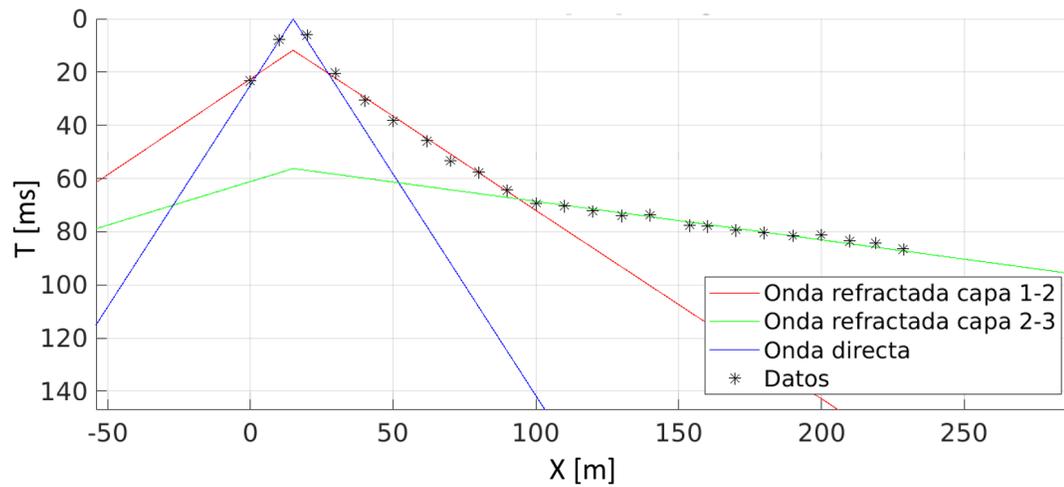


Figura 6.8: Ajuste de modelo mostrado en figura 6.6 para primeras llegadas de disparo 1.

6.4.4. Disparo 2

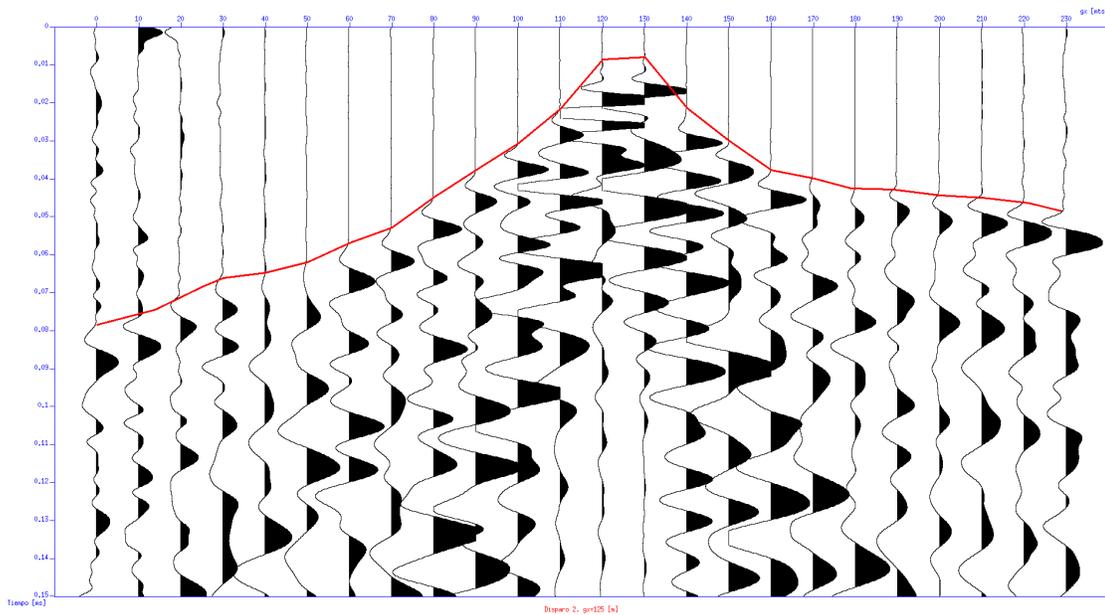


Figura 6.9: Disparo 2, selección de primeras llegadas.

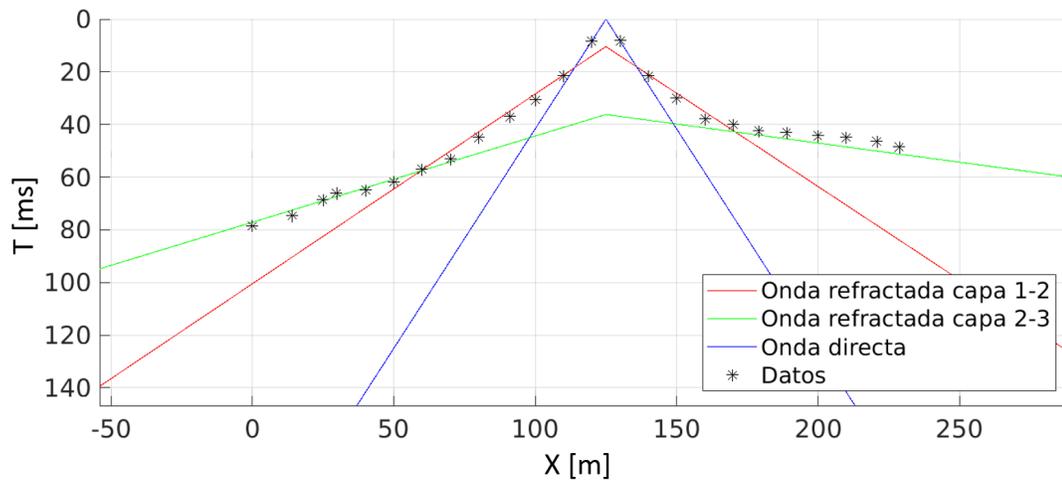


Figura 6.10: Ajuste de modelo mostrado en figura 6.6 para primeras llegadas de disparo 2.

6.4.5. Disparo 3

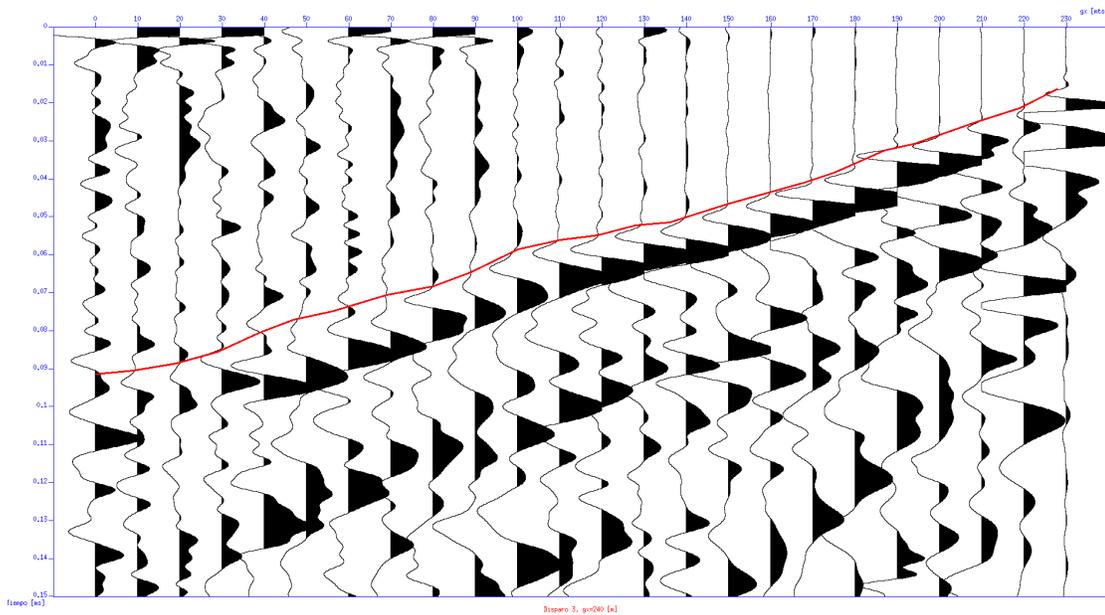


Figura 6.11: Disparo 3, selección de primeras llegadas.

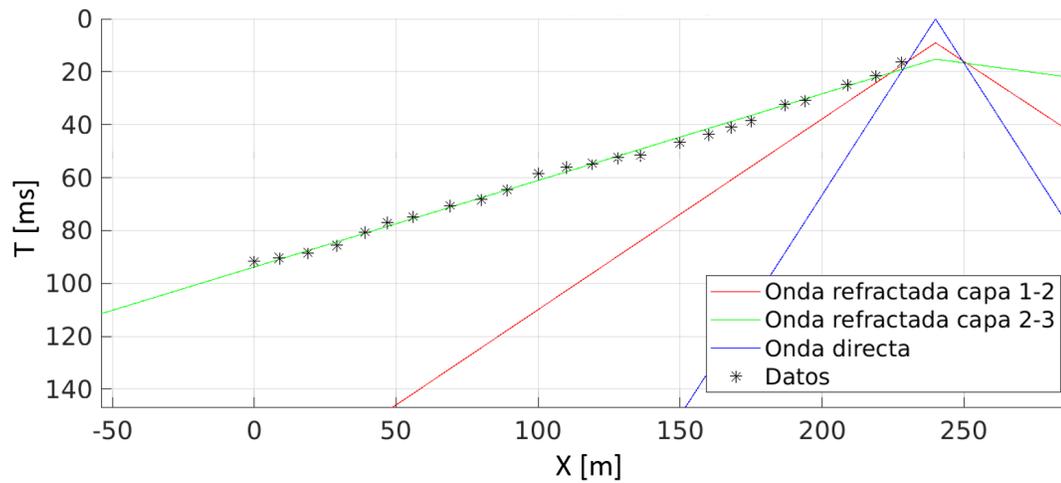


Figura 6.12: Ajuste de modelo mostrado en figura 6.6 para primeras llegadas de disparo 3.

6.4.6. Relación entre velocidad de onda P y densidad

Para establecer los valores de ρ a usar para el basamento a partir de V_p , se utilizó la relación establecida por (Ludwig, 1970) (mostrada en la Figura 6.13), obteniendo una densidad cercana a $\rho_{\text{basamento}} = 2,42$ [gr/cc] para una velocidad de $v_{\text{basamento}} = 4200$ [m/s].

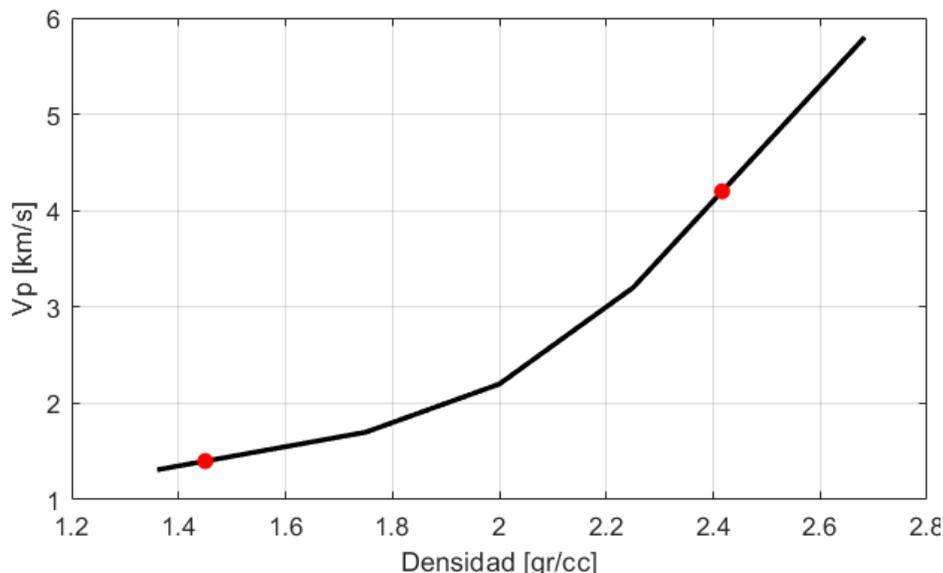


Figura 6.13: Relación de Nafe-Drake entre V_p y densidad. En el gráfico se identifican 2 puntos, correspondientes a las velocidades $V_p = 1,4$ [km/s] ($\rho = 1,45$ [gr/cc]) y $V_p = 4,2$ [km/s] ($\rho = 2,42$ [gr/cc]).

Debido a que la velocidad considerada para el basamento representa el sector más somero de éste, donde las presiones no son suficientes para cerrar porosidades y/o fracturas abiertas en la roca, los modelos construidos con una densidad de basamento, $\rho_{\text{basamento}} = 2,6$ [gr/cc] subestimaban significativamente los espesores sedimentarios dados por la información de sondajes y modelos TEM. Por tanto, se consideró una densidad de basamento $\rho_{\text{basamento}} = 2,5$ [gr/cc], que corresponde al valor promedio entre la reportada por el modelo de sísmica de refracción y la registrada por (Figueroa *et al.*, 2021) ($\rho = 2,57$ [gr/cc]), cuya medición es la más cercana a la zona de estudio.

6.5. Proceso de datos gravimétricos

El proceso de datos gravimétricos desde el dato medido directamente en terreno hasta el utilizado en los modelos considera una serie de pasos para incorporar los diversos factores que afectan a las mediciones. A continuación, muestra cada uno de ellos en el orden en el cual fueron aplicados.

6.5.1. Delta gravimétrico

En base a los valores de gravedad corregidos por marea y deriva instrumental de acuerdo con la fórmula 3.7, se procedió a calcular el delta gravimétrico según la fórmula 6.1, resultados mostrados en la Figura 6.14. Con este procedimiento, todos los datos adquiridos en distintos días y con distintos instrumentos quedan referidos a una base única, independiente

del gravímetro utilizado.

$$g_{delta}[mgal] = g_{deriva} - g_{B_{tide}}(T_{ini}) \quad (6.1)$$

donde $g_{B_{tide}}(T_{ini})$ corresponde a la primera medición efectuada en cada día y con cada instrumento en la base gravimétrica corregida por mareas y deriva.

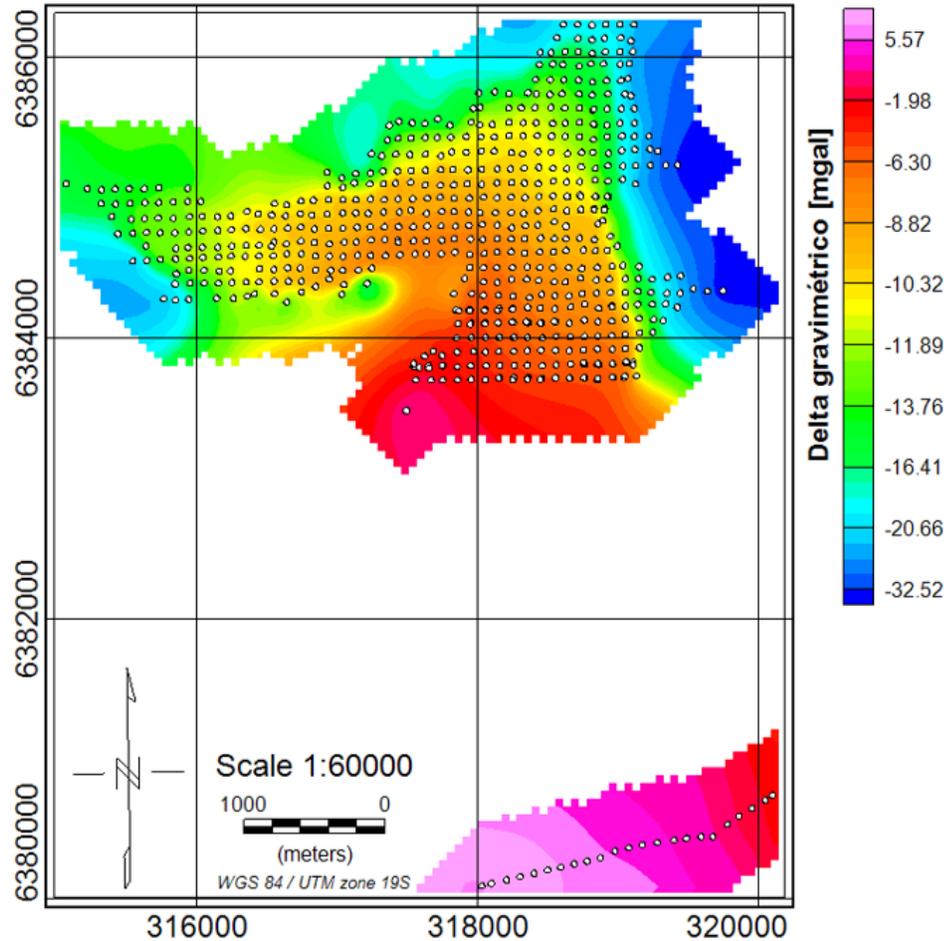


Figura 6.14: Delta gravimétrico calculado para total de datos adquiridos considerando zona de aluvial de Catemu y perfil en sector de Cerrillos de Catemu.

Finalmente, a los datos de delta gravimétrico se debe incorporar un factor correspondiente a la gravedad absoluta medida en algún punto de referencia. En el caso de este trabajo se utilizó la medición de gravedad absoluta efectuada en el primer piso del departamento de geofísica de la Universidad de Chile, $g = 979416,042$ [mgal], junto con un factor de traslación entre este punto absoluto y la base gravimétrica de la campaña ($\Delta g = 23,7203$ [mgal]). De esta forma, la gravedad absoluta en cada punto de medición queda descrita por la siguiente ecuación:

$$g_{abs \text{ Catemu}} [mgal] = 979416,042 + 23,7203 = 979439,7623$$

$$g_{abs} [mgal] = g_{absCatemu} + g_{delta} \tag{6.2}$$

6.5.2. Anomalía de aire libre

Al considerar exclusivamente la diferencia de altura entre el geode de referencia y la estación gravimétrica como primera aproximación a la gravedad observada, se obtiene la anomalía de aire libre, mostrada en Figura 6.15 según la Fórmula 3.10.

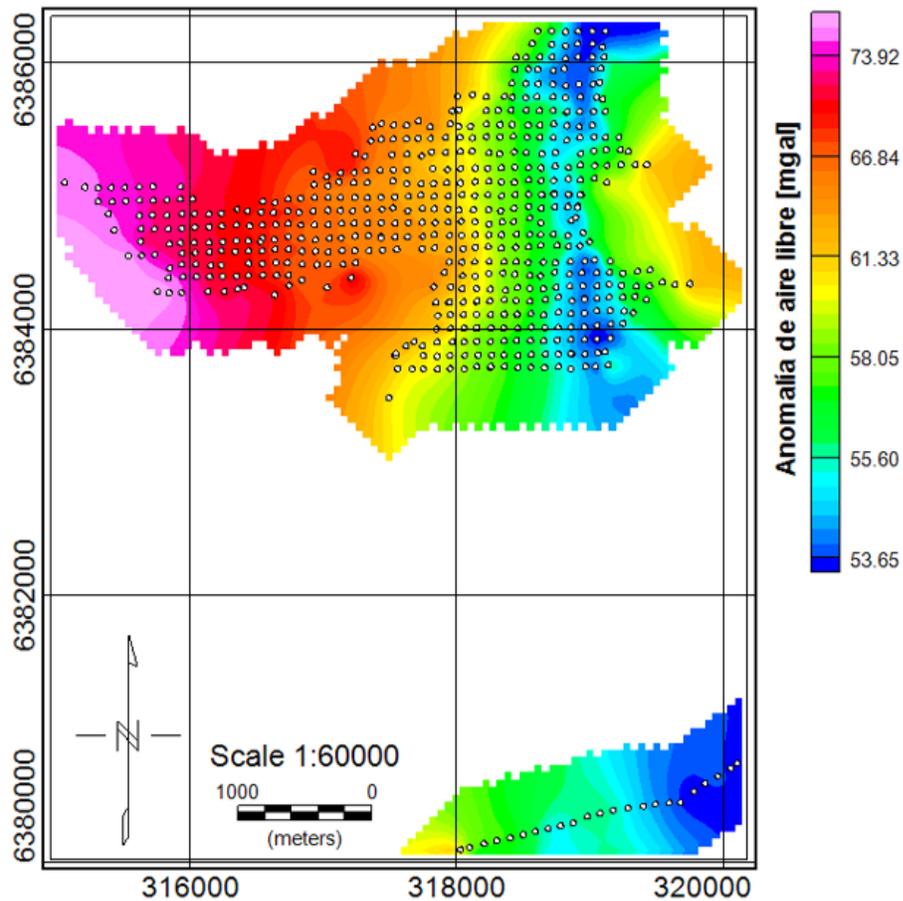


Figura 6.15: Anomalía de aire libre calculada para total de datos adquiridos.

A partir de la Figura 6.15, se observa que existe una disminución progresiva de la anomalía de aire libre desde el sector W hacia el sector E, sin variaciones latitudinales significativas. Esta tendencia decreciente es interrumpida en 2 sectores específicos correspondientes a los abanicos aluviales, donde se produce un aumento de la anomalía de aire libre.

Para efectuar el cálculo, el modelo de elevación digital entregado es muestreado a una grilla centrada en el punto donde se desea calcular la corrección. A partir de este punto, se definen 3 zonas, tal como lo muestra la Figura 6.17:

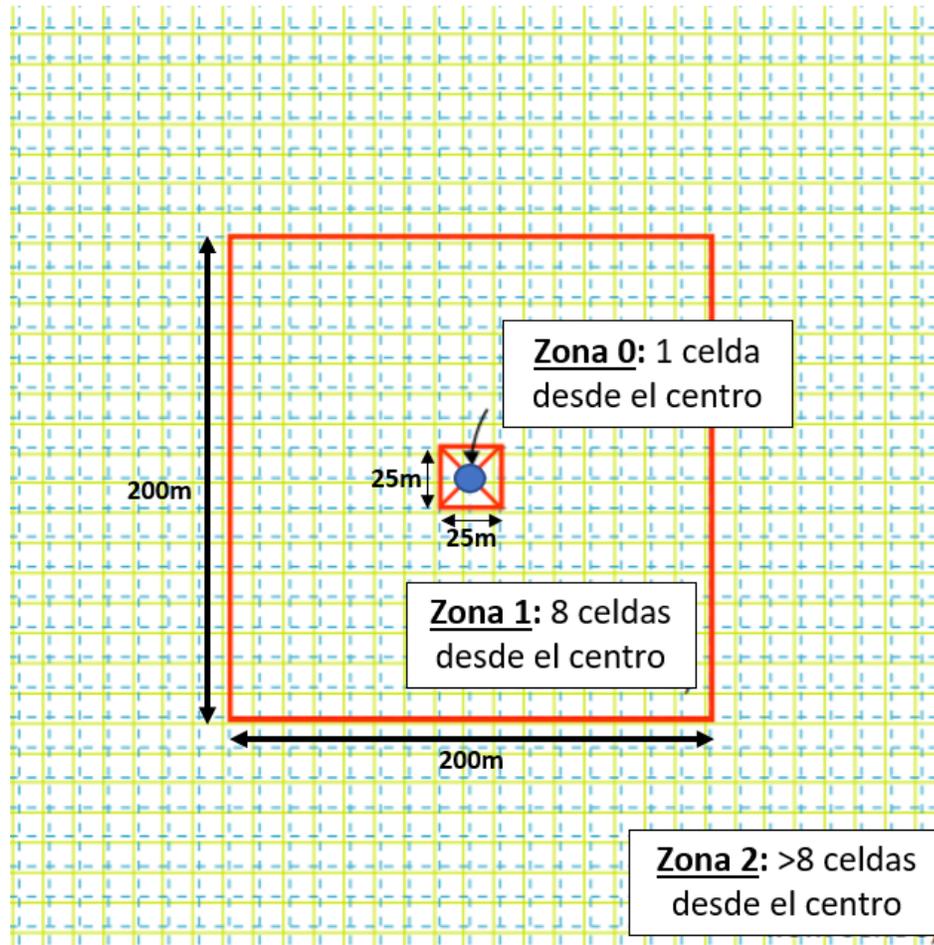


Figura 6.17: Representación de la discretización espacial para el cálculo de la corrección topográfica, Oasis Montaj. Las líneas verdes corresponden al modelo de elevación digital integrado mientras que las líneas azules punteadas corresponden a una corrección del programa al DEM para centrar uno de los vértices en el punto central donde se desea calcular la corrección (punto azul).

- Zona 0: Considerada sólo para el cálculo del efecto de las celdas próximas al centro (a una celda, 12,5 [m] desde el centro de acuerdo con el DEM utilizado). El algoritmo suma los efectos de 4 secciones triangulares con pendiente, las que describen una superficie entre el punto de medición y la elevación en cada esquina de las celdas.
- Zona 1: En la zona intermedia, la cual comprende hasta 8 celdas desde el centro (entre 12,5 [m] y 100 [m] desde el centro en NS o EW), utiliza el método de prismas cuadrangulares, propuesto por (Nagy, 1966).
- Zona 2: En la zona lejana considerada para distancias mayores a 8 celdas (mayor a 100 [m] en NS o EW desde el centro), se utiliza el método de aproximación de anillos anulares

a prismas cuadrado, propuesto por (Kane, 1962). La topografía se describe en función de anillos seccionales y al subdividir los anillos en segmentos, estos son aproximados a prismas cuadrangulares.

En base a esta metodología, se calculó la corrección topográfica para cada punto de este estudio considerando una densidad de $\rho=1.0$ [gr/cc], mostrado en la Figura 6.18.

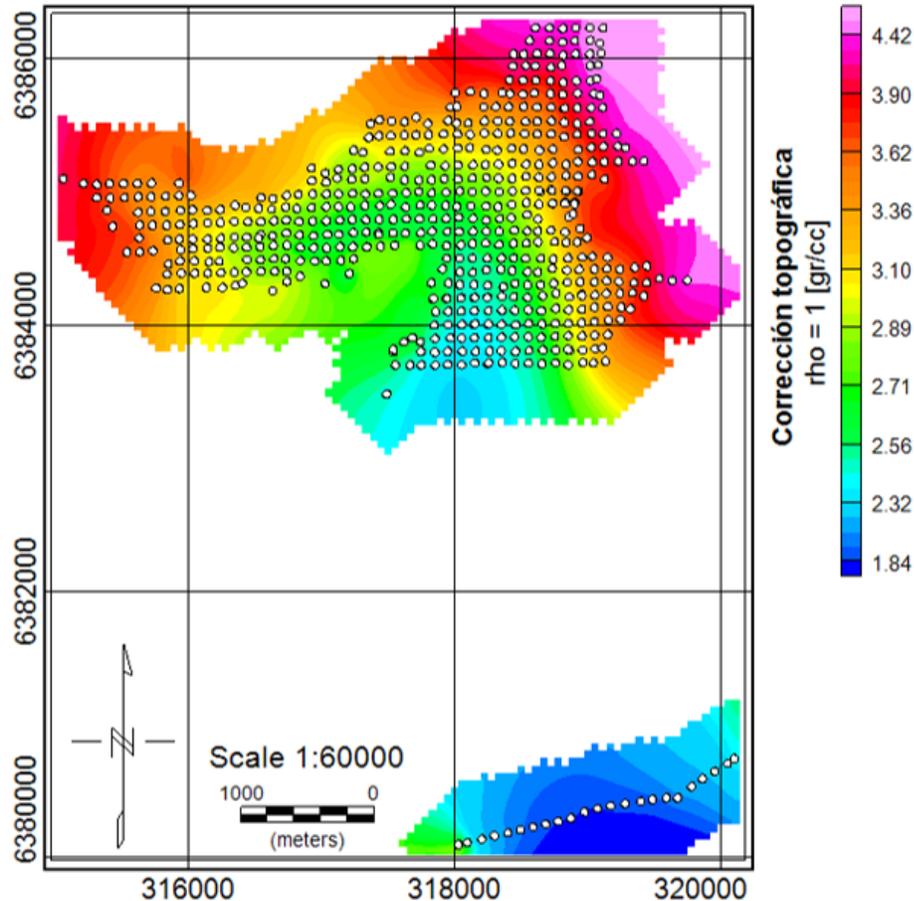


Figura 6.18: Corrección topográfica calculada con programa Oasis Montaj para $\rho=1.0$ [gr/cc]

La corrección topográfica en el depósito aluvial presenta valores elevados, lo cual puede ser directamente atribuible a que esta estructura se encuentra rodeada en sus sectores E, W y N por cerros que se elevan hasta 1 [km] respecto del depósito aluvial en distancias menores a 5 [km], siendo estos un exceso grande de masa que no es considerado en la anomalía de Bouguer simple, en donde se aproxima la topografía a un plano horizontal. A su vez, se tiene una alta correlación de la corrección topográfica respecto a la topografía, mostrando valores más grandes en zonas cercanas a los cerros de mayor elevación y valores más pequeños en las zonas centrales correspondientes al sector de Estero Catemu y Estero Gómez.

Debido a la gran relevancia de esta corrección en los resultados finales, dado la importante topografía que posee la zona de estudio, se procedió a comparar las metodologías programadas en el programa Oasis Montaj con un cálculo basado en una discretización del espacio en columnas, explicado en el capítulo de Marco Teórico y determinado por (3.17). Para ello,

se escogieron 3 perfiles gravimétricos (mostrados en la Figura 6.19) donde se procedió a calcular una corrección topográfica siguiendo las 2 metodologías antes mencionadas (Figuras 6.20, 6.21 y 6.22).

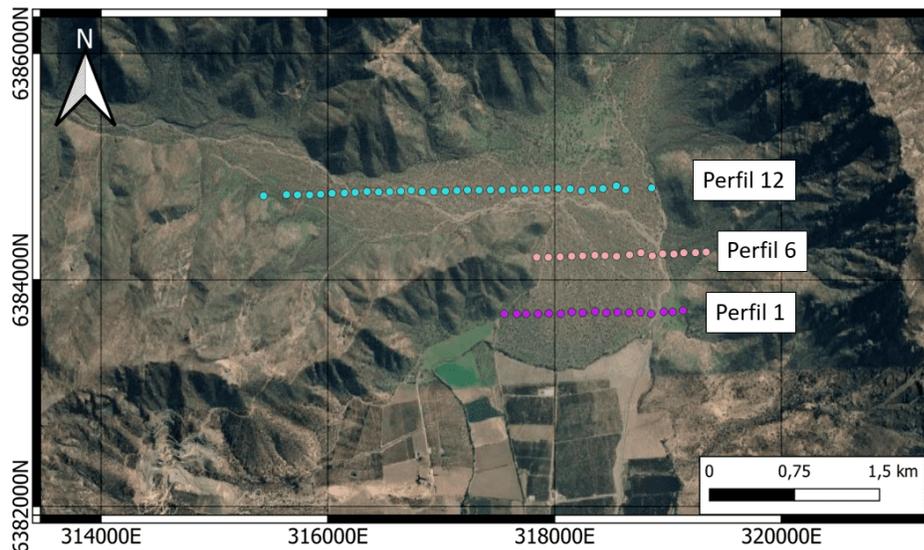


Figura 6.19: Ubicación de perfiles gravimétricos usados para una comparación de la corrección topográfica entre la metodología del programa Oasis montaj y una discretización espacial en columnas.

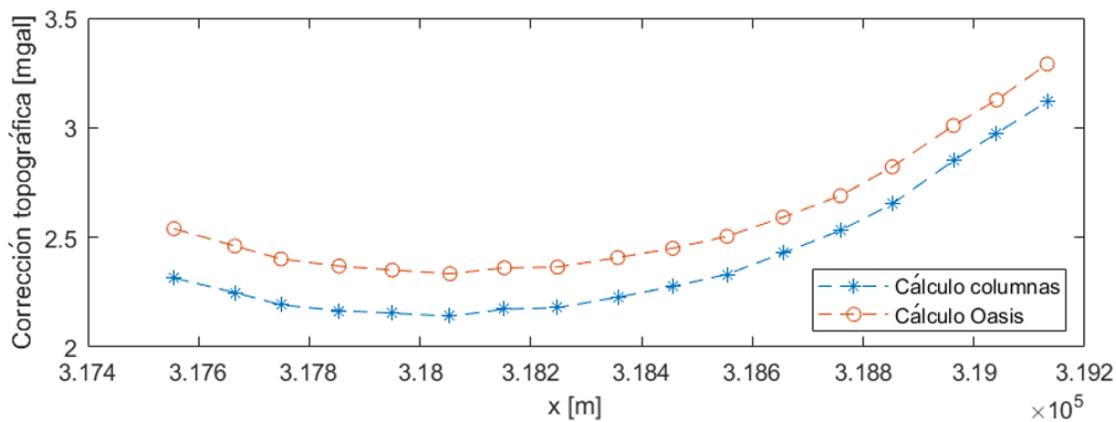


Figura 6.20: Comparación cálculo corrección topográfica para perfil gravimétrico 1.

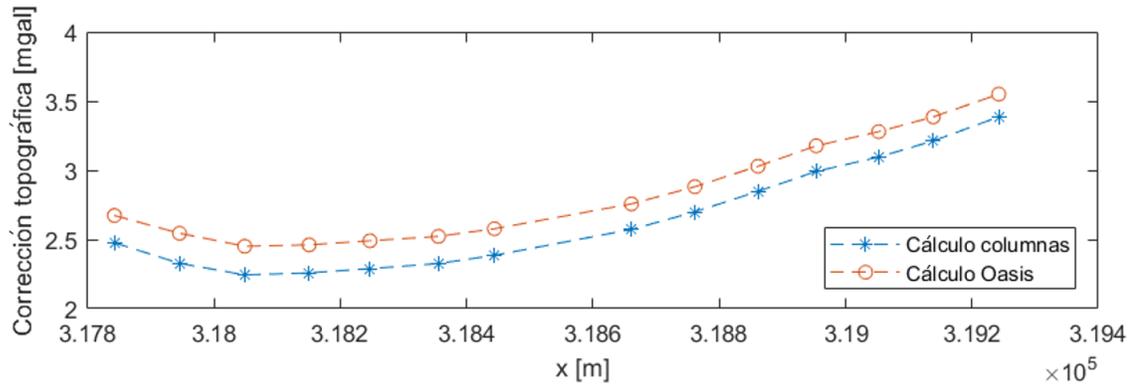


Figura 6.21: Comparación cálculo corrección topográfica para perfil gravimétrico 6.

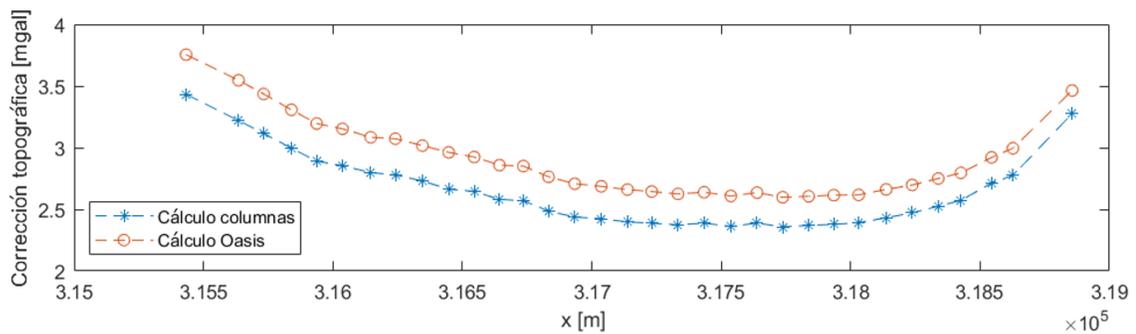


Figura 6.22: Comparación cálculo corrección topográfica para perfil gravimétrico 12.

En base a los resultados de la corrección topográfica mediante 2 metodologías diferentes, mostrados en las Figuras 6.20, 6.21 y 6.22, se evidencia como resultado principal que existe un desfase aproximadamente constante cercano a 0,2 [mgal] entre ambos cálculos. Esto es posiblemente atribuible a que el método utilizado por el programa Oasis Montaj considera una serie de aproximaciones en zonas lejanas para optimizar el tiempo de procesamiento, mientras que el método de cálculo mediante columnas es más exacto. Finalmente, y considerando la similitud entre las señales, se implementó la corrección topográfica provista por el programa Oasis Montaj debido a que su cálculo es mucho más simple de obtener y es directamente aplicable a los datos procesados, sin necesidad de trabajar en otros programas computacionales.

6.5.5. Anomalía de Bouguer completa

Finalmente, para construir los modelos 2D de los perfiles gravimétricos en la zona de estudio, se calculó la anomalía de Bouguer completa (Figura 6.23) considerando la corrección topográfica efectuada y mostrada en la figura 6.18.

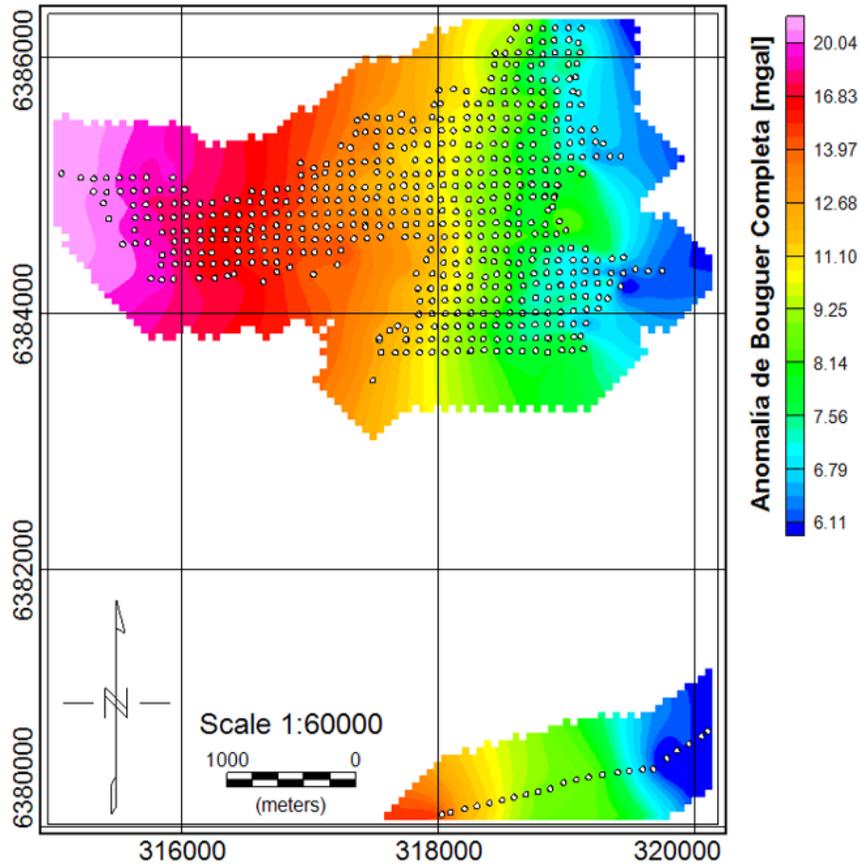


Figura 6.23: Anomalía de Bouguer completa para zona de estudio, considerando corrección topográfica mostrada en Figura 6.18

De ella, se puede distinguir la existencia de una tendencia regional con una disminución de la anomalía de Bouguer completa desde el W hacia el E, con una disminución de ≈ 3 [mgal/km]. Las diferencias más significativas respecto a la anomalía de Bouguer simple se tienen en las mediciones más cercanas al bloque montañoso, donde los bordes del depósito aluvial quedan mejor delimitados. Además, en los bordes del depósito aluvial y del perfil sur, el gradiente de anomalía de Bouguer completa aumenta. Este comportamiento respondería a la ubicación de las mediciones en los bordes, mayoritariamente sobre el bloque de montaña, resultando contrastes de elevación que alcanzarían 30 [m] en una distancia horizontal menor a 100 [m].

6.6. Modelación 2D de perfiles

En esta sección se propone una morfología de cuenca sobre cada uno de los perfiles gravimétricos adquiridos. Para ello fueron modelados los datos de anomalía de Bouguer completa según la metodología explicada en el capítulo de Marco Teórico (página 21), basada en el algoritmo propuesto por (Won y Bevis, 1987). Para ello, se implementó (como parte del desarrollo del presente estudio) un conjunto de códigos de modelado interactivo en Matlab para estimar la morfología del basamento: extraer una tendencia regional, calcular una anomalía residual en base a la elección del regional, construir geometrías de cuenca de forma iterativa y calcular una anomalía del modelo propuesto. Posteriormente, se compara la anomalía del modelo respecto a la anomalía residual, estableciendo un criterio de error máximo para

la convergencia del modelo propuesto a los datos. A continuación, se explica el proceso de modelado paso a paso:

- 1) **Elección del contraste de densidad:** En base a lo planteado en la sección 6.4, se consideró para la zona de estudio un contraste de densidad de $\Delta\rho=-0,4$ [gr/cc] entre el sedimento y basamento ($\rho=2,1$ [gr/cc] para sedimento y $\rho=2,5$ [gr/cc] para basamento).
- 2) **Elección de la tendencia regional:** Se realiza de forma interactiva en un gráfico de distancia vs anomalía de Bouguer Completa, trazando líneas que representen el regional a extraer (ver Figura 6.24). A modo de guía, el programa permite incorporar un conjunto de líneas con una pendiente que puede ser escogida libremente. Para el caso de este trabajo, se utilizó una pendiente de 0.0032 [mgal/m], pues corresponde al plano que mejor ajusta a los datos de anomalía de Bouguer Completa.

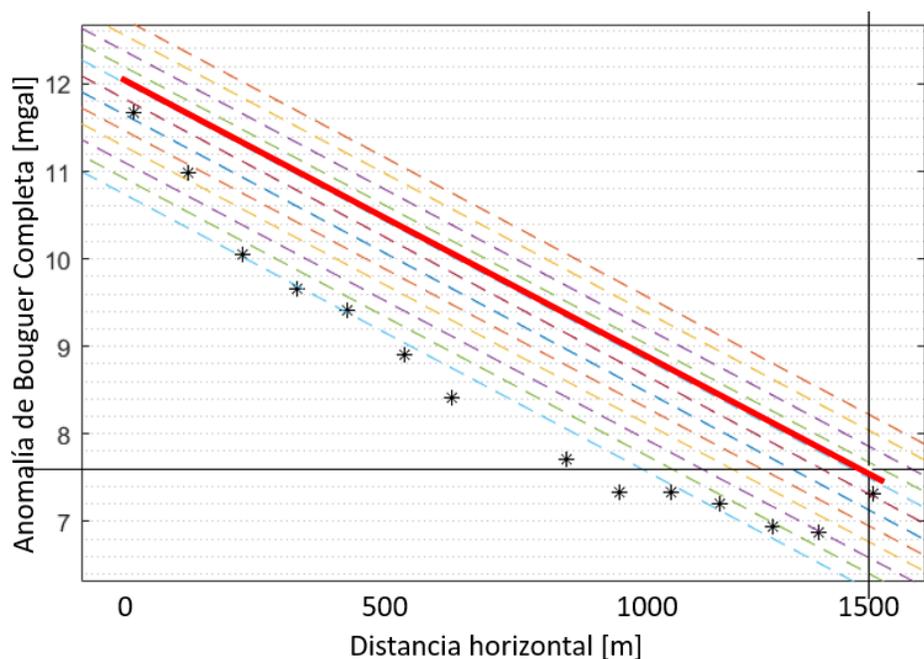


Figura 6.24: Elección interactiva de regional para perfil 1

- 3) **Elección de la geometría de cuenca:** Se realiza de forma interactiva en un gráfico de coordenadas UTM vs elevación, tal como el mostrado en la Figura 6.25. Como borde superior de la geometría se toma una topografía construida con las mediciones de elevación de las estaciones (línea punteada negra en la Figura 6.25). A partir de ella, se empieza a seleccionar con el mouse la geometría propuesta (línea celeste en la Figura 6.25).

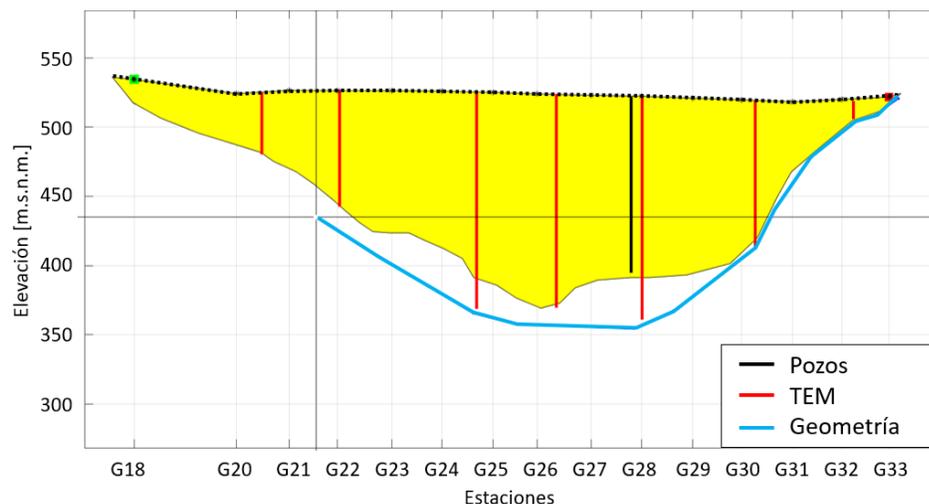


Figura 6.25: Elección interactiva de geometría de cuenca para perfil gravimétrico 1. El último modelo propuesto se muestra en amarillo, mientras que la nueva geometría, trazada haciendo uso del mouse, se muestra con una línea celeste.

- 4) **Error del modelo:** Para cuantificar el error del modelo de la geometría de cuenca propuesta se utiliza un error de norma 1, pues si bien los datos muestran una tendencia clara, parte de ellos presentan variaciones de anomalía residual de pequeña longitud de onda, que no pueden ser ajustadas en un modelo suave y, por lo tanto, afectan significativamente el error. Para que estos puntos específicos no afecten el ajuste de los modelos, se optó por escoger la norma que se vea menos afectada por mediciones puntuales. En este estudio se asume un error máximo de 0,1 [mgal] como criterio de aceptación. Una vez definido el modelo, se presenta un gráfico con la geometría propuesta junto con la anomalía modelada comparada con la anomalía residual.
- 5) **Nueva iteración de programa:** En base al error obtenido se puede volver a realizar el procedimiento antes explicado. En la nueva iteración se puede escoger una tendencia regional diferente y una geometría diferente, o se puede mantener una de las dos y modificar la otra.
- 6) **Archivos de salida:** Se generan archivos con la geometría de basamento definida, el espesor sedimentario asociado, la anomalía residual y el error calculado para el modelo.

6.7. Inversión 3D de anomalía residual

La librería GRAV3D (Li y Oldenburg, 1998) utiliza una serie de archivos para ejecutar la inversión buscada. A continuación se presenta una lista de ellos:

- **Anomalía residual (obs.grv):** Contiene los datos de anomalía residual del conjunto de estaciones, obtenida a partir de los modelos 2D por perfil gravimétrico, así como su ubicación (latitud, longitud y elevación). Debido a que existen cuerpos en el suelo que causan información contenida en los datos de menor ancho que el de las celdas, el manual de usuario de GRAV3D sugiere realizar una continuación ascendente a los datos por la

mitad del ancho de grilla a utilizar. En este caso, se aplicó una continuación ascendente de 40 [m] a los datos de anomalía residual.

- **mesh:** Grillado a utilizar en la inversión. El origen de la grilla (esquina superior más al SW) se escogió en $(x,y,z) = (314683[m], 6382950[m], 750[m])$ UTM 19S y sus dimensiones son en $(x,y,z) = (5800 [m], 4050[m], 2000 [m])$, con un total de 393.766 celdas. El tamaño de las celdas horizontales debe considerar las dimensiones del problema geológico que se está estudiando y su extensión debe comprender toda la zona de estudio. En la componente horizontal se escogió un ancho de celda en la zona central de 50 [m] x 50 [m], dado que las estaciones se encuentran separadas cada 100 [m], tanto en la componente NS como en la EW. Debido a que los campos potenciales presentan una dependencia directa respecto a la fuente que los genera, se deben utilizar celdas más pequeñas en superficie, zona que concentra gran parte de la anomalía residual dada por el depósito sedimentario. En este caso, se utilizaron 71 celdas en la componente vertical, que en orden descendente de profundidad 50 tienen un espesor de 10 [m], 15 tienen un espesor de 50 [m], 5 tienen un espesor de 100 [m] y una tiene un espesor de 250 [m].
- **Topografía (topo.dat, opcional):** Considerando la rugosidad topográfica del área de estudio, factor de relevancia para el procesamiento de la anomalía de Bouguer Completa, se incorporó un DEM de la zona de estudio mediante el cual el programa elimina celdas de la inversión para cualquier elemento sobre la topografía dada.
- **Modelo inicial (model.den, opcional):** En base a los modelos de geometría obtenidos desde los perfiles gravimétricos, se generó un modelo inicial de contraste de densidad para la inversión que consideró 2 zonas:
 - 1) Depósito sedimentario: $\Delta\rho = -0,4$ [gr/cc].
 - 3) Basamento: $\Delta\rho = 0,0$ [gr/cc].
- **Límites de densidad (bounds.den, opcional):** Para cada elemento de grilla se puede asignar un rango de valores de densidad a modo de restricción para el modelo a obtener. Para este estudio, se consideraron los siguientes rangos:
 - 1) Depósito sedimentario: $\Delta\rho = [-0,5,-0,4]$ [gr/cc] ; $\rho = [2,0,2,1]$ [gr/cc]
 - 2) Basamento: $\Delta\rho = [-0,1, 0,4]$ [gr/cc] ; $\rho = [2,2, 2,9]$ [gr/cc].

Al ingresar toda la información requerida para la inversión al programa GRAV3D, se generan archivos requeridos para el cálculo de la inversión de los datos gravimétricos. Una vez ejecutada la inversión, el programa entrega como archivos de salida el modelo de contraste de densidad recuperado en la inversión, datos predichos en los puntos de medición y un archivo con la información relevante para cada iteración ejecutada, donde se encuentra el misfit alcanzado por el modelo.

Capítulo 7

Resultados

En base al proceso de los datos sísmicos, gravimétricos y DGPS, en el presente capítulo se presentan los resultados de los modelos de geometría 2D para perfiles EW adquiridos en la zona de estudio, correspondientes a elevación de basamento y espesor sedimentario, así como la inversión 3D de los datos ubicados en el aluvial.

7.1. Modelado 2D de perfiles gravimétricos

Se seleccionó un conjunto de perfiles EW (Figura 7.1) - mostrados de sur a norte - representativos de las diversas geometrías presentes en la zona de estudio: 1. Sector Cerrillos de Catemu (perfil 32, Figura 7.2), 2. interfaz abanico aluvial-valle de Catemu (perfil 2, Figura 7.3), 3. Abanico aluvial secundario (perfil 7, Figura 7.4), 4. Sector estero Gómez y confluencia con estero Catemu (perfil 12, Figura 7.5), 5. Sector norte del estero Catemu (perfil 18 y 26, Figura 7.6 y 7.7). Para éstos, se presenta la anomalía residual, anomalía modelada y el modelo de geometría asociado, así como su ubicación en el área de estudio (Figura 7.1). El resto de los perfiles junto al error asociado de cada modelación se presentan en el capítulo de Anexo. Para el modelamiento directo de los perfiles, se consideró una densidad para sedimento de $\rho=2,1$ [gr/cc] y $\rho=2,5$ [gr/cc] (Ver sección 6.3).

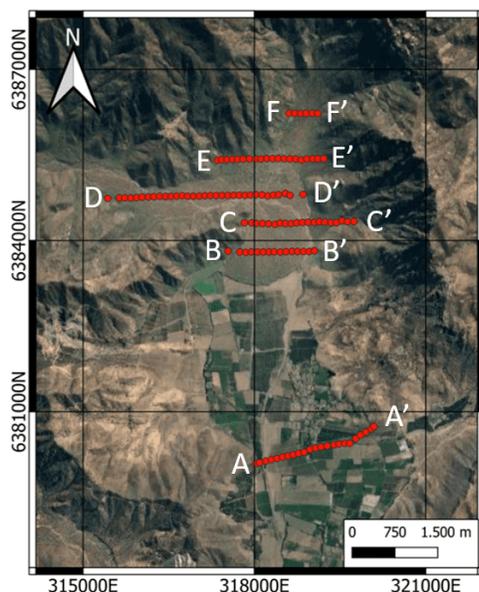


Figura 7.1: Perfiles gravimétricos mostrados en capítulo de resultados. De sur a norte, los perfiles corresponden a:

- 1) Perfil 32 (A-A', Figura 7.2),
- 2) Perfil 2 (B-B', Figura 7.3),
- 3) Perfil 7 (C-C', Figura 7.4),
- 4) Perfil 12 (D-D', Figura 7.5),
- 5) Perfil 32 (E-E', Figura 7.6),
- 6) Perfil 26 (F-F', Figura 7.7).

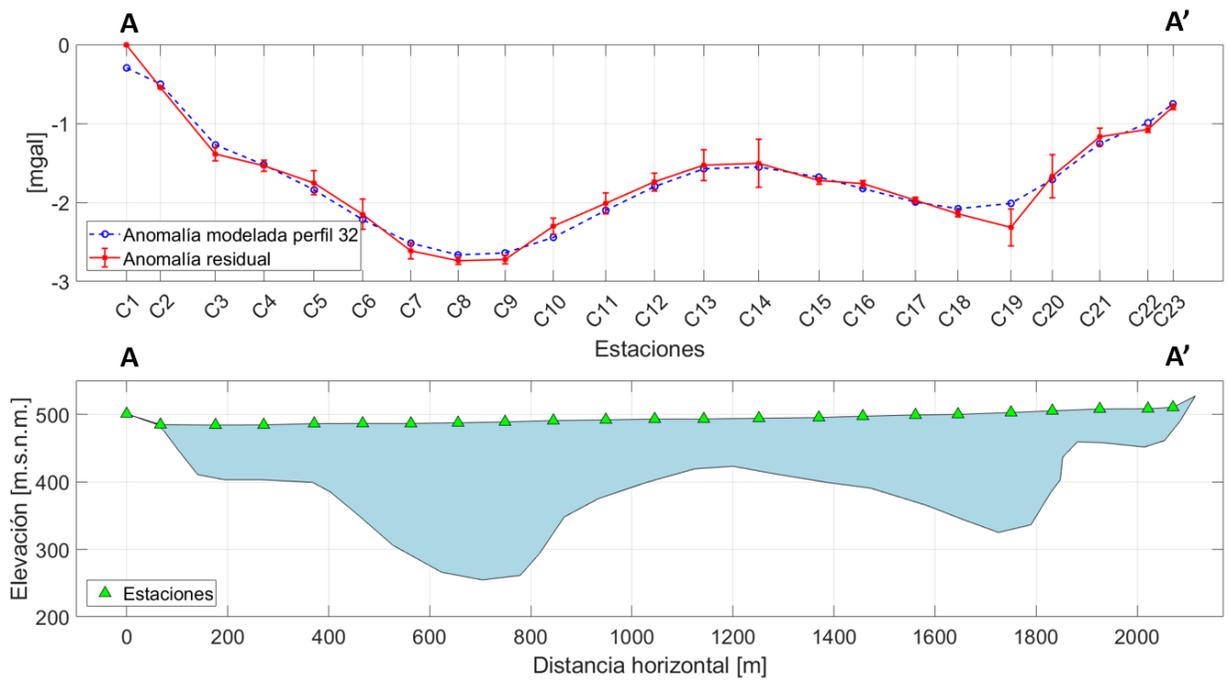


Figura 7.2: Perfil gravimétrico 32 (A-A' en Figura 7.1). $|e|_1=0.087$.

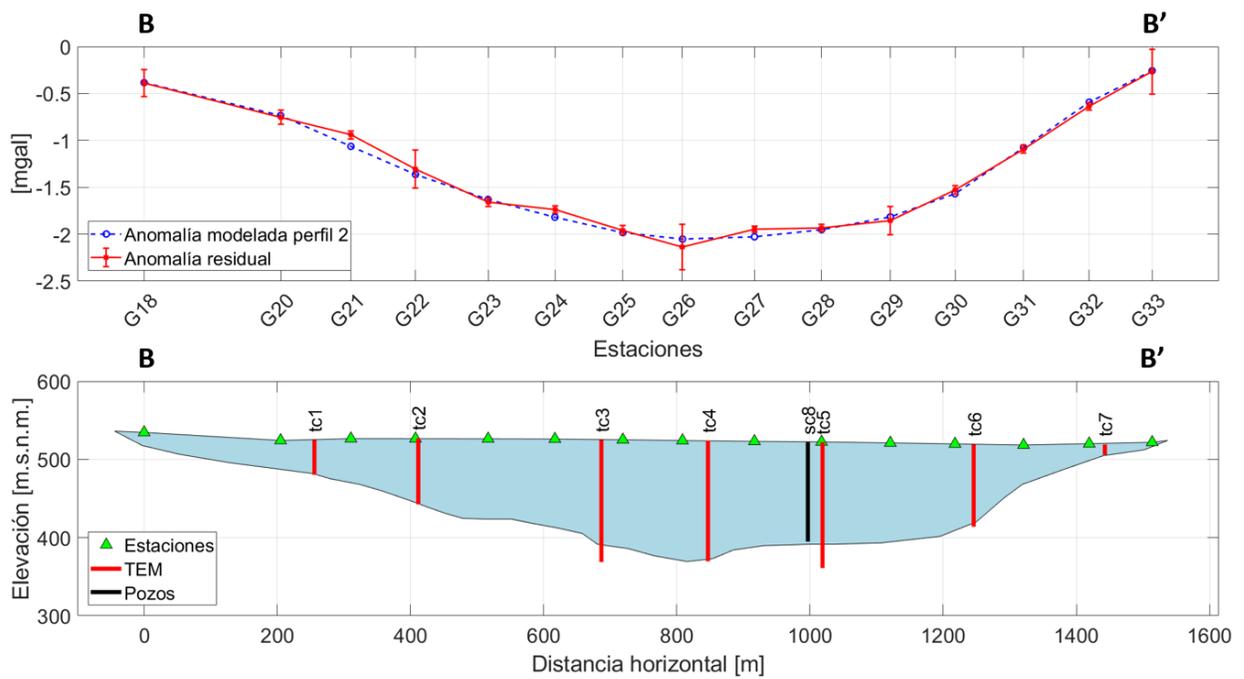


Figura 7.3: Perfil gravimétrico 2 (B-B' en Figura 7.1). $|e|_1=0.045$.

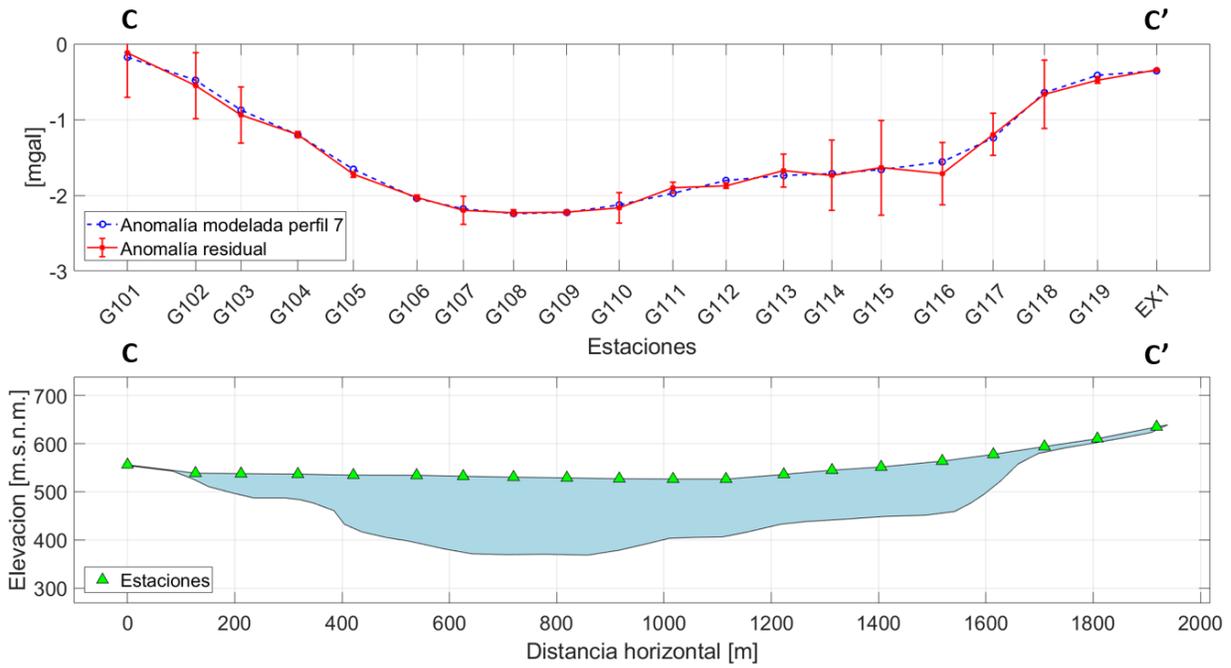


Figura 7.4: Perfil gravimétrico 7 (C-C' en Figura 7.1). $|e_1|=0.045$. Entre 1400 [m] y 1900 [m] este perfil corresponde al abanico aluvial AA1. Entre 1500 [m] y 1700 [m] se produce un cambio abrupto en la elevación del basamento.

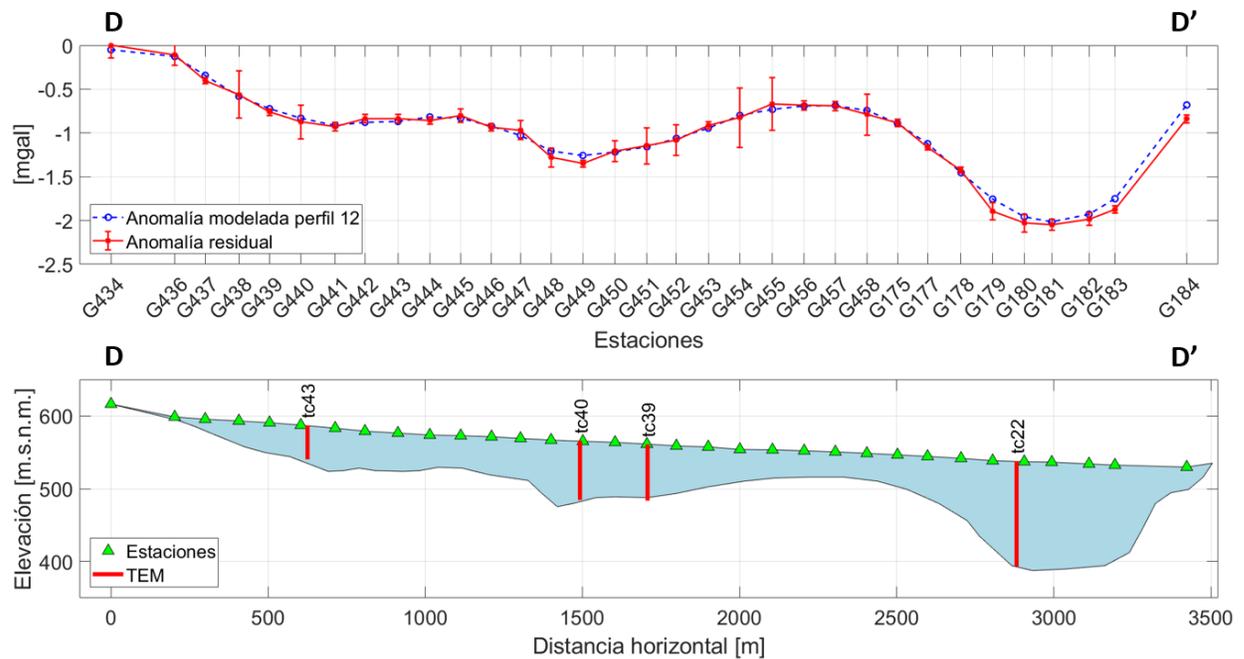


Figura 7.5: Perfil gravimétrico 12 (D-D' en Figura 7.1). $|e_1|=0.045$. Entre 2000 [m] y 2500 [m] se produce un aumento de la elevación del basamento y una disminución del espesor sedimentario.

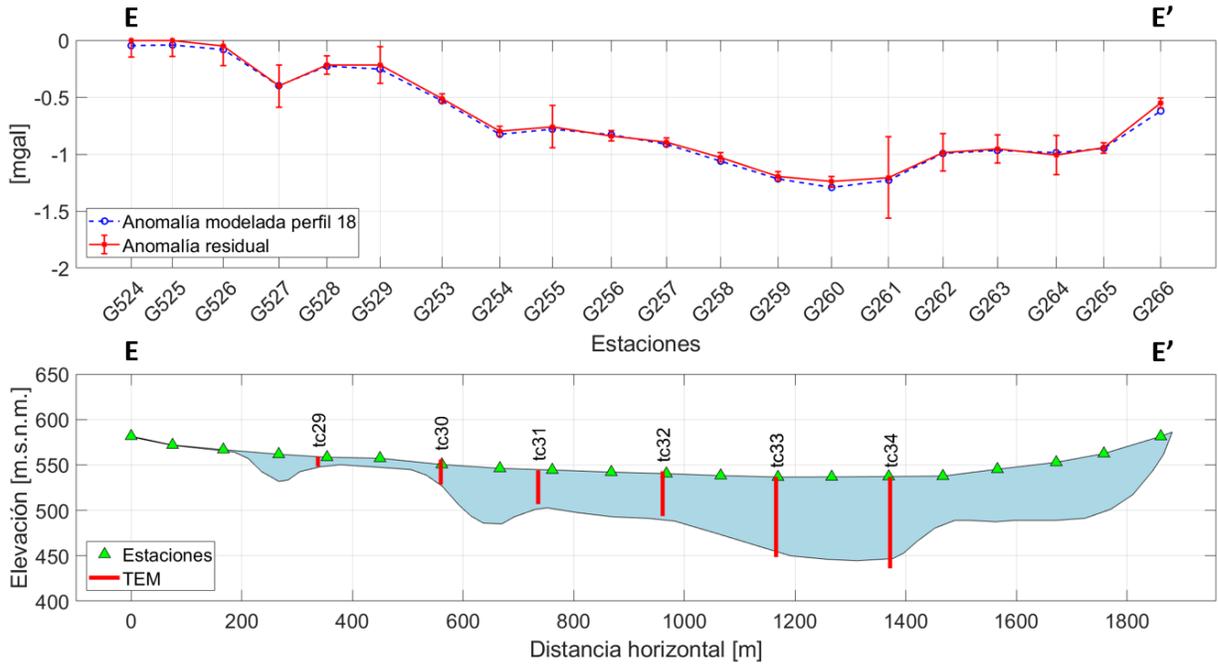


Figura 7.6: Perfil gravimétrico 18 (E-E' en Figura 7.1). $|e|_1=0.025$. Entre 1500 [m] y 1900 [m] este perfil corresponde al abanico aluvial AA2. Entre 1700 [m] y 1900 [m] se produce un cambio abrupto en la elevación del basamento.

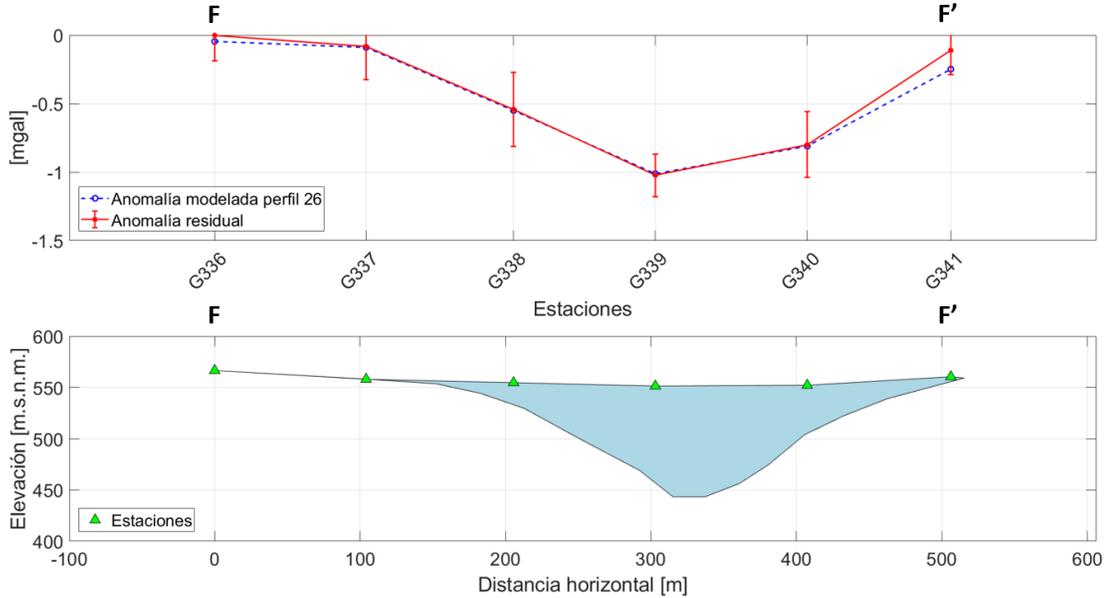


Figura 7.7: Perfil gravimétrico 26 (F-F' en Figura 7.1). $|e|_1=0.037$.

Realizando una interpolación de mínima curvatura al conjunto de perfiles correctamente modelados en el sector del aluvial norte, se generaron mapas de elevación de basamento y espesor sedimentario para caracterizar geoméricamente el acuífero, los cuales se presentan en las figuras 7.8 y 7.9.

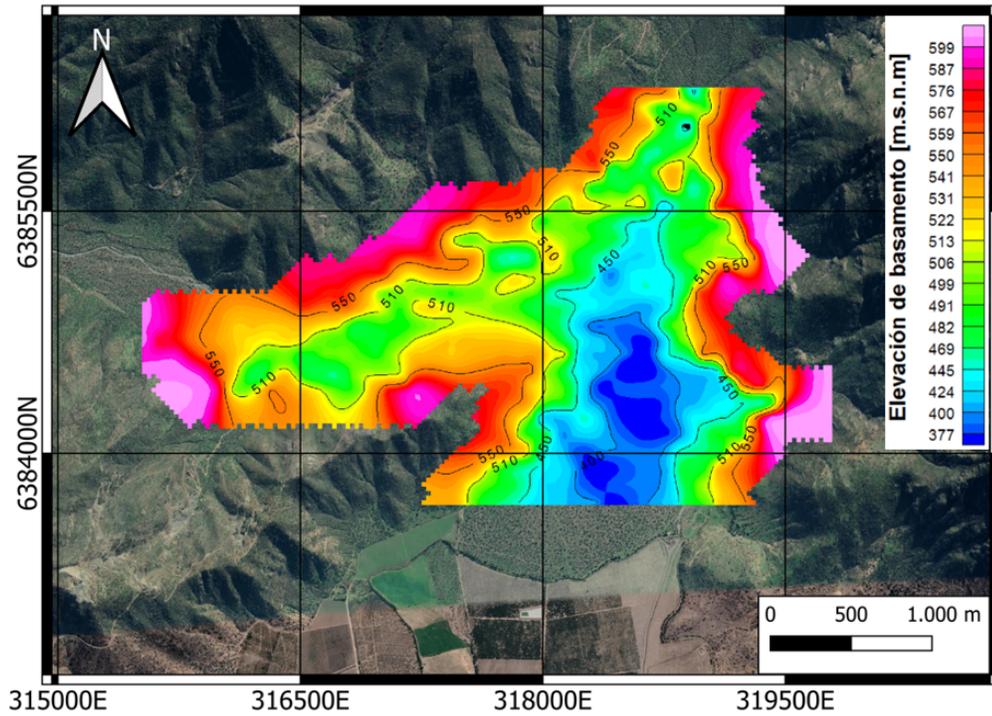


Figura 7.8: Elevación de basamento en depósito aluvial.

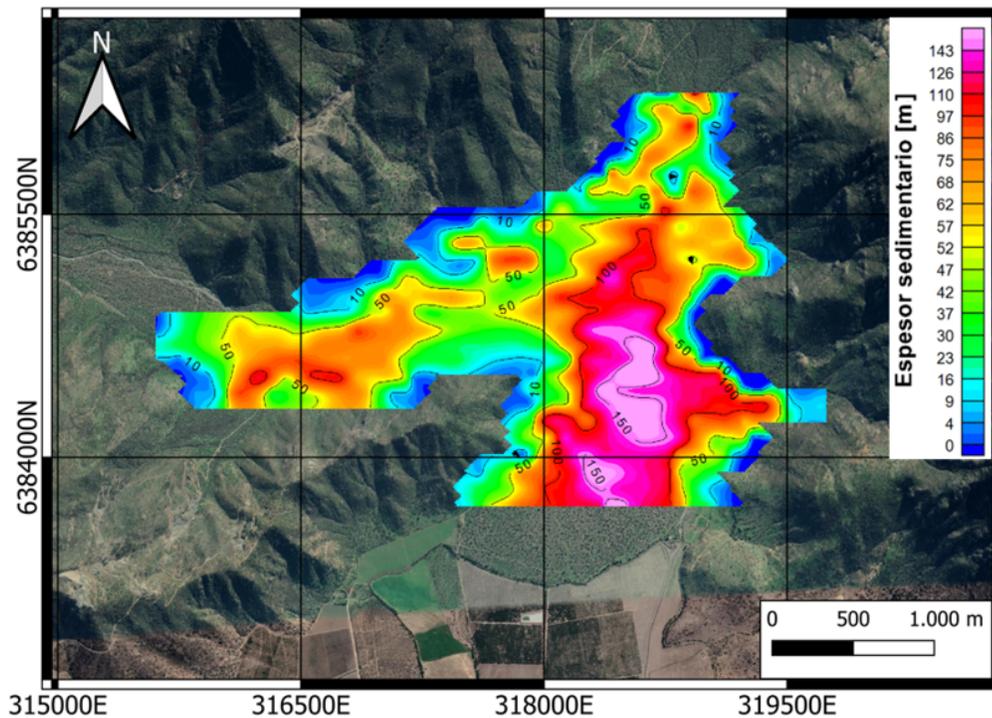


Figura 7.9: Espesor sedimentario en depósito aluvial.

Considerando el error norma 1 calculado para cada uno de los perfiles gravimétricos, fueron aceptados 30 de los 32 perfiles medidos, los cuales tuvieron un error menor a 0,1 [mgal]. Este valor fue definido considerando los altos errores que presentaron las mediciones de DGPS, asociado principalmente a una baja cantidad de satélites captados por el instrumento.

7.2. Inversión gravimétrica 3D

A partir de los datos de anomalía gravimétrica residual filtrados mediante una continuación ascendente de 50 [m] (Figura C.1), así como la elección de tamaño de grilla, modelo inicial, rango de densidades para cada elemento de grilla y parámetros de regularización, se obtuvo el resultado de la inversión gravimétrica presentado en las Figuras 7.10 y 7.11. El modelo final posee un misfit de $\phi = 434$, calculado en base a (3.33). Este valor representa un buen ajuste para la inversión, considerando que ϕ es cercano a $N=445$ (número de datos utilizados para la inversión, y valor esperado de misfit). Un valor mucho menor a N correspondería a un sobreajuste del modelo, mientras que un valor mucho mayor representa un mal ajuste del modelo. La 7.10 presenta el modelo de densidades a distintas profundidades.

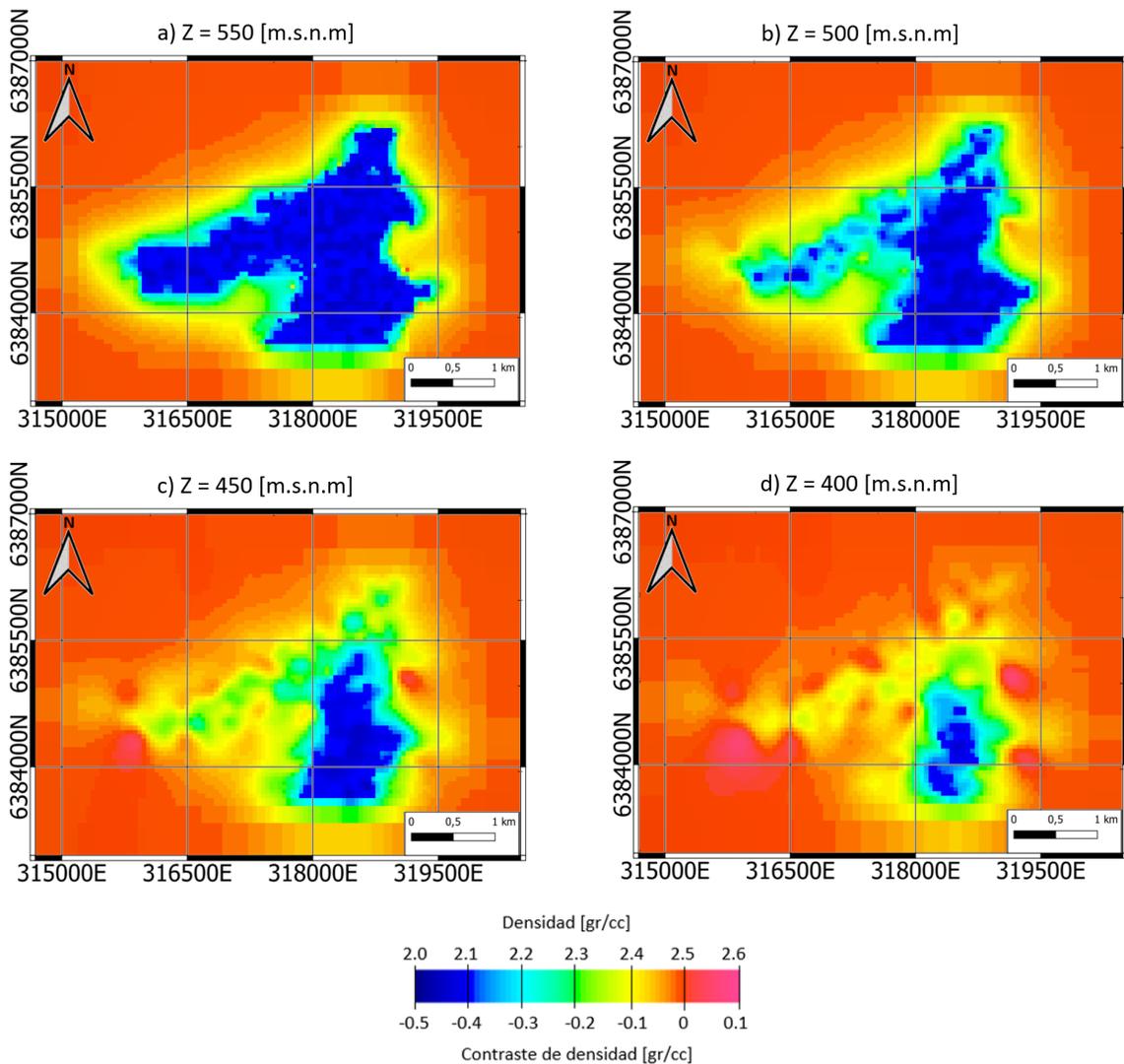


Figura 7.10: Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.

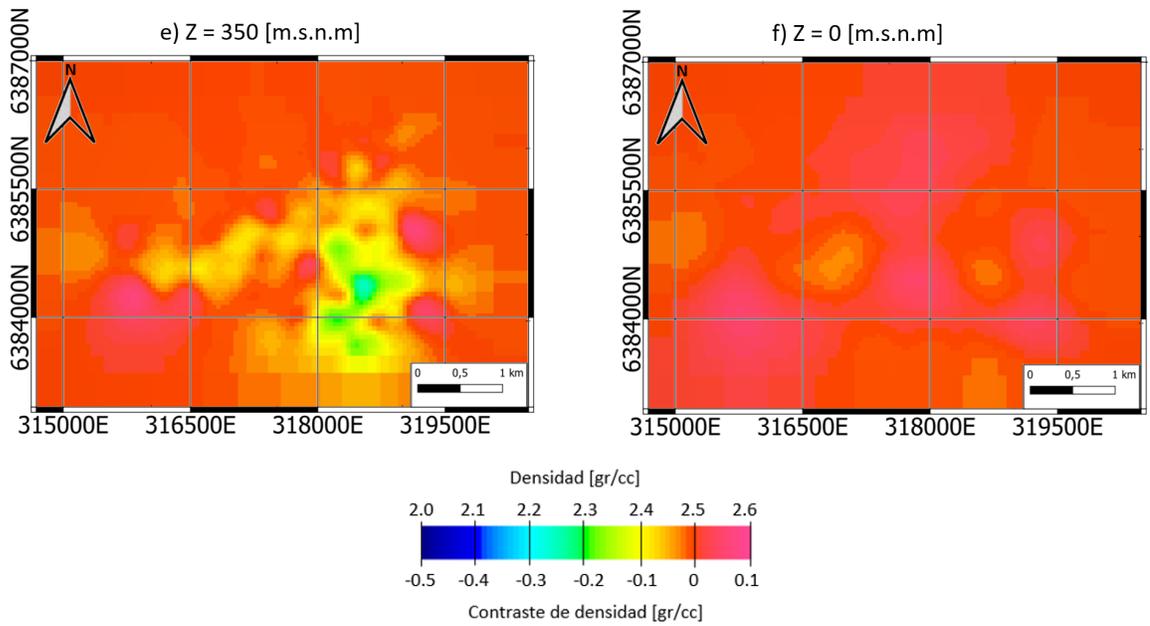


Figura 7.10: Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.

Por su parte, se seleccionaron 4 cortes verticales de la inversión gravimétrica en distintas zonas del aluvial. Estos son mostrados en la Figura 7.11 y su ubicación se presenta en 7.11.

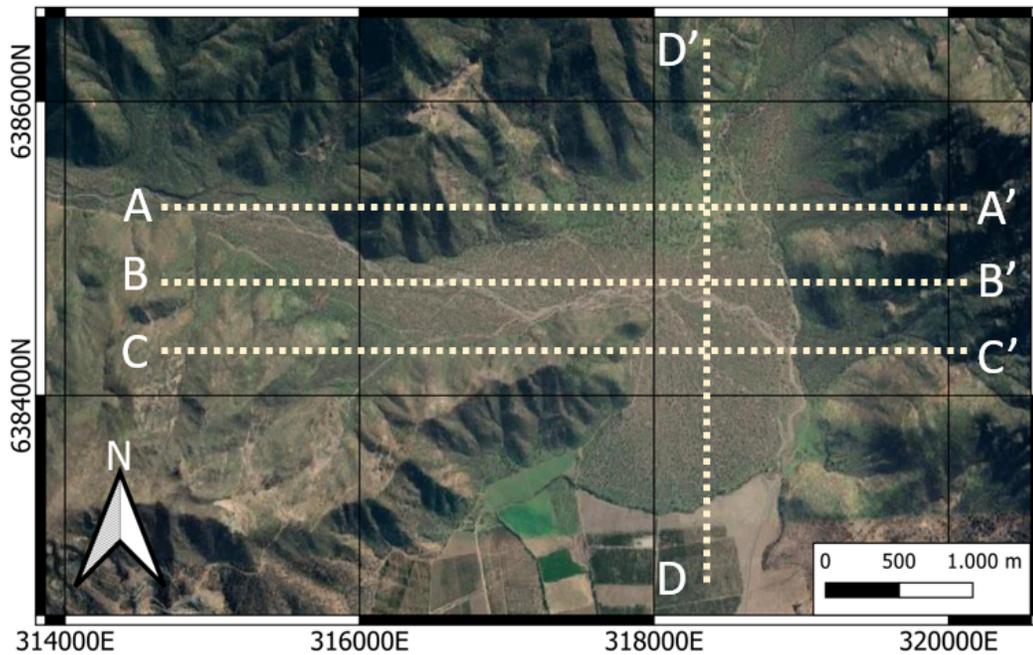


Figura 7.11: Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.

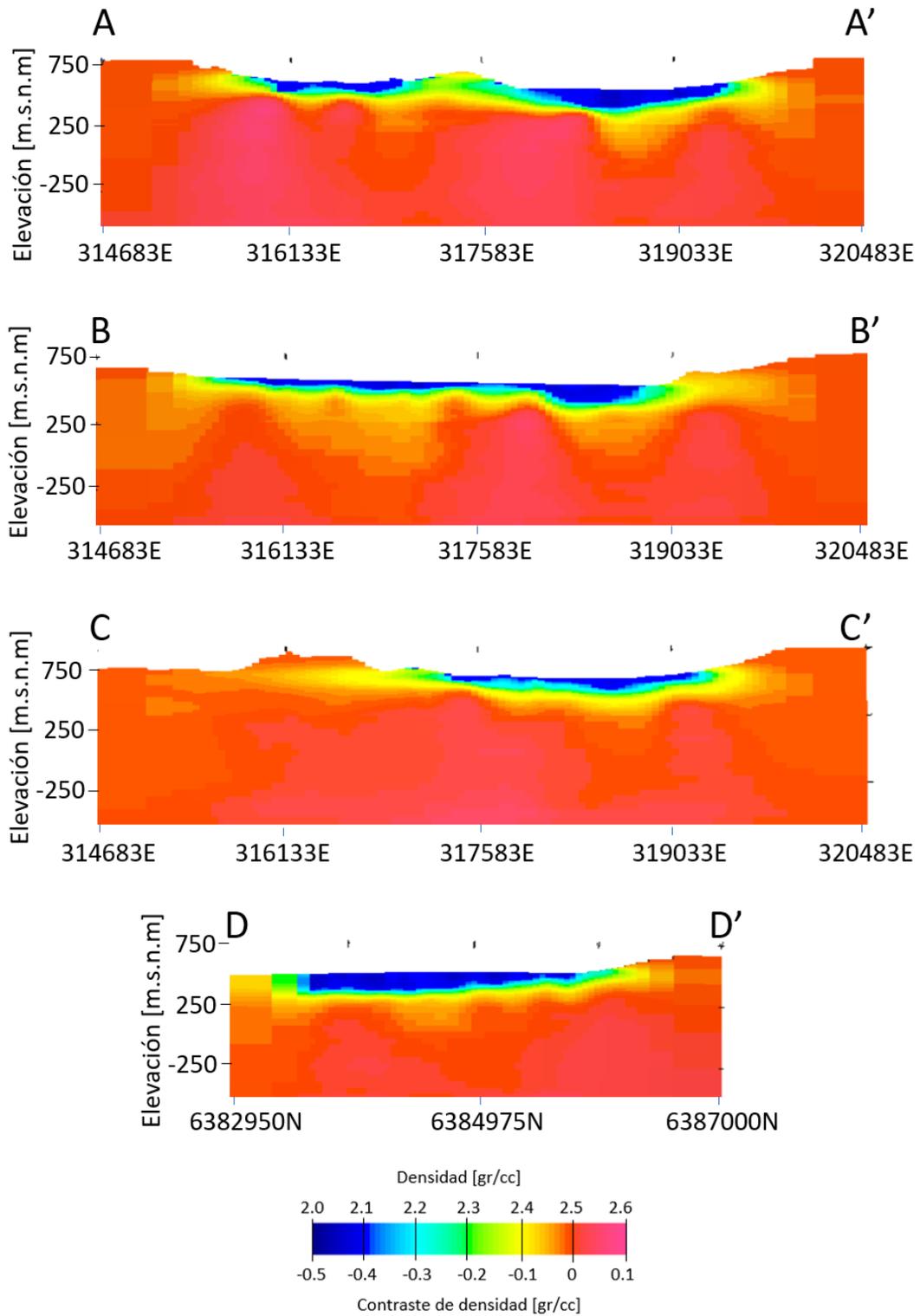


Figura 7.11: Vista en corte de resultados de inversión gravimétrica. En ella, se muestran 3 perfiles EW (A-A', B-B' y C-C') junto con un perfil NS (D-D') que pasa por el sector de máximo espesor sedimentario.

7.3. Comparación entre modelos 2D y 3D

En la Figura 7.12 se presentan los resultados de la modelación directa 2D y de inversión gravimétrica 3D para el perfil gravimétrico 12 (Ver ubicación en Figura 7.1), representativo de lo observado en la zona de estudio.

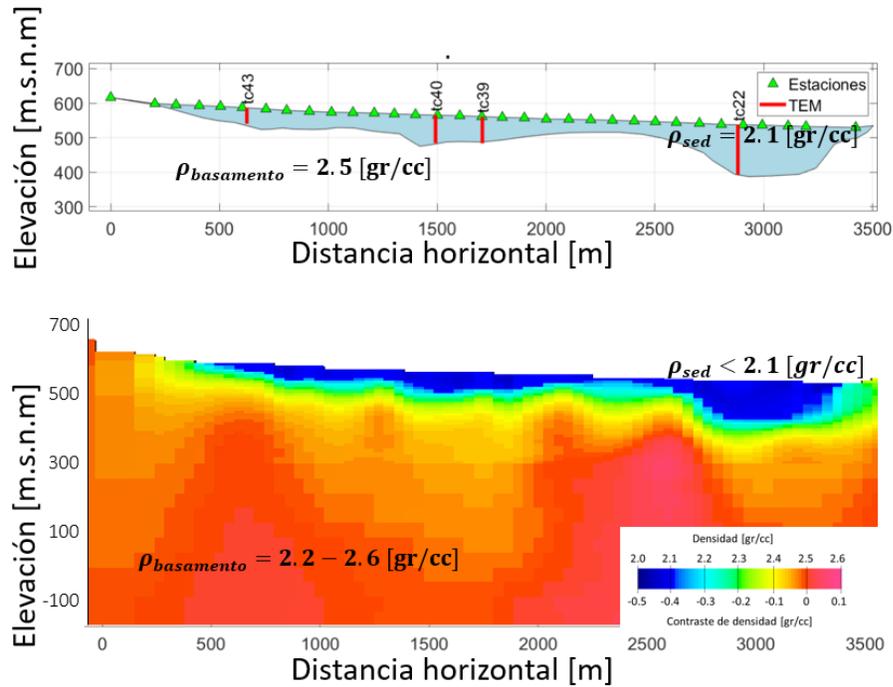


Figura 7.12: Modelado directo 2D e inversión 3D para perfil gravimétrico 12.

En términos de la geometría de la cuenca, el modelo 2D representa de forma continua y suave la forma del depósito sedimentario. Por su parte, la inversión 3D discretiza el espacio en celdas tridimensionales con un tamaño mínimo de $(\Delta x, \Delta y, \Delta z) = (50[m], 50[m], 10[m])$ y un modelo de geometría constreñido en base a los resultados 2D, de menor detalle.

Respecto a la estructura de densidad en la zona de estudio, los dos modelos tienen diferencias significativas en términos de variación espacial de la densidad. La modelación gravimétrica 2D utiliza un modelo simple de 2 capas con densidades constantes, debido a la dificultad de realizar modelos directos complejos de múltiples capas, sin poseer información geológica que dé cuenta de variaciones litológicas abruptas. A su vez, la inversión gravimétrica 3D muestra una estructura de densidad esperada para una zona de estas características. A lo largo de todo el depósito se evidencia un gradiente creciente de densidad en basamento, cuyo valor promedio corresponde a $2,5 \text{ [gr/cc]}$, consistente con la densidad utilizada en los modelos 2D.

En base a lo antes expuesto, para el estudio de la geometría de la cuenca se utilizarán los modelos directos 2D (Figuras 7.8 y 7.9), mientras que para el estudio de la estructura de densidad del basamento se utilizará el modelo de la inversión 3D (Figuras 7.11 y 8.3).

Capítulo 8

Interpretación de resultados

A continuación, se presenta una interpretación de los resultados de los modelos gravimétricos 2D y de inversión 3D para la obtención de densidad, incorporando los resultados preliminares más relevantes de los estudios complementarios realizados en el marco del proyecto CAPTA P7 (Ver Capítulo 5).

8.1. Geometría de basamento

El depósito aluvial estudiado se constituye como un valle encajonado en el bloque de montaña, ubicado en la cabecera del valle de Catemu y con una elevación superior al resto del valle (se tiene una diferencia de elevación cercana 100 [m] entre sector estero Gómez y sector Cerrillos de Catemu). En esta zona se presenta una variación significativa de los espesores sedimentarios, con un máximo que alcanza aproximadamente los 160 [m] (ver Figura 7.9).

Una característica geométrica esencial observada lo largo de toda el área estudiada corresponde a una profundización abrupta del basamento en el frente de montaña, sumado a un aumento considerable del espesor sedimentario. Esta característica es notoriamente evidente en los sectores AA1 y AA2 (ver Figura 8.1), en donde el basamento posee una pendiente estimada cercana a 45° (cálculo basado en modelo 2D en perfil gravimétrico 7, que corta AA1). Esta geometría es propia de los depósitos aluviales, y favorece la rápida infiltración de aguas hacia el sector profundo (Bowman, 2019; Markovich *et al.*, 2019).

El área de menor elevación de basamento y mayor espesor sedimentario se encuentra en el sector sureste del área de estudio, formando un depocentro (D1 en Figura 8.1) que tiene un ancho EW promedio de 1500[m], una extensión NS de aproximadamente 1000 [m] y un espesor sedimentario mayor a 100 [m]. En esta zona, la información de cota piezométrica, inferida a partir de mediciones de Transiente Electromagnético (Cabeza, en prep.) permite identificar la existencia de 2 tipos de flujo: Uno Hacia el Sur, siguiendo la zona de máximo espesor sedimentario (Flecha azul en Figura 8.2), y otros en direcciones WE y EW (Flechas naranjas en Figura 8.2). La existencia de este último tipo de flujo, y la no existencia de cursos de agua superficial que provean de agua al sistema, sugiere la existencia de una recarga subterránea desde el bloque montañoso hacia el depósito aluvial.

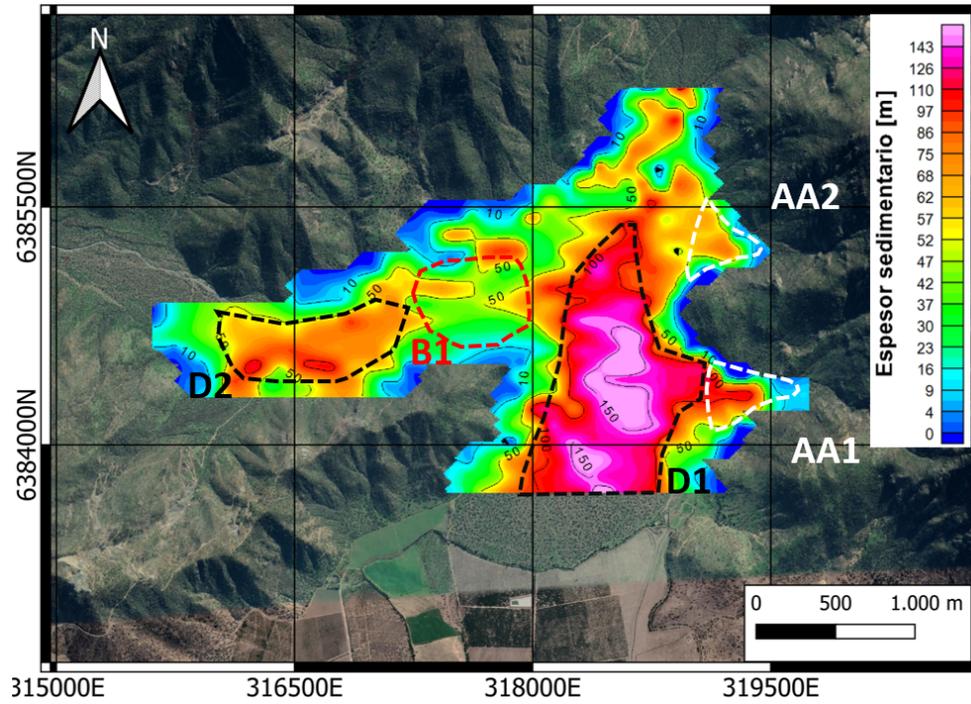


Figura 8.1: Mapa de espesor sedimentario. Se identifican dos depocentros (D1 y D2), dos abanicos aluviales (AA1 y AA2) y una zona de aumento local de la elevación de basamento y disminución de espesor sedimentario (B1).

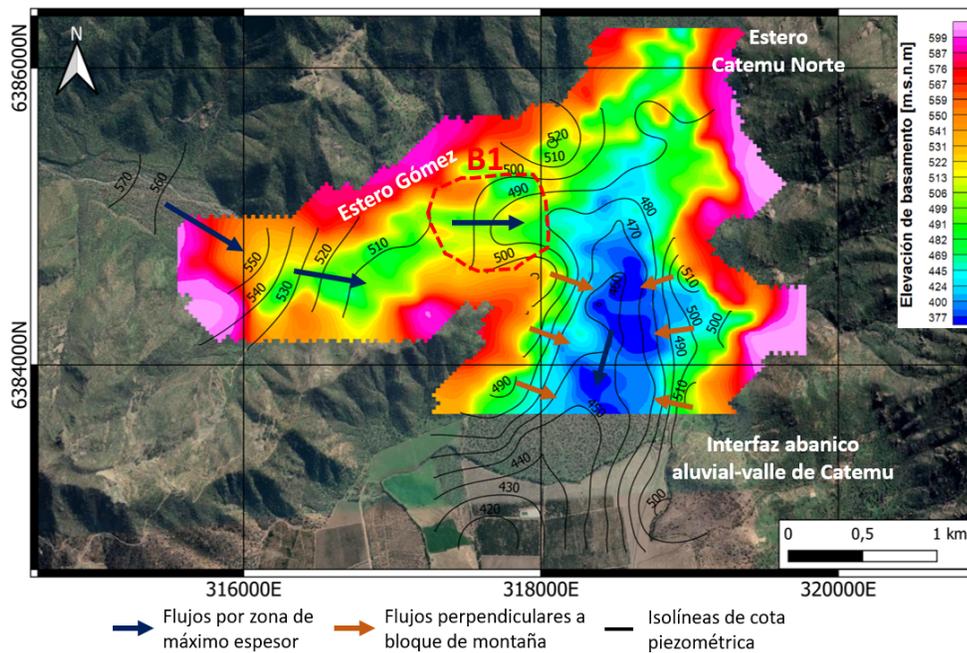


Figura 8.2: Mapa de elevación de basamento y de cota piezométrica inferidas a partir de la investigación de Cabeza (2022). B1 indica una zona de aumento local de la elevación de basamento y disminución de espesor sedimentario. Flechas indican flujos de agua subterránea perpendiculares a isolíneas de cota piezométrica.

Al norte del depocentro D1 los espesores sedimentarios disminuyen hasta valores máximos de 100 [m] (y su extensión EW se vuelve menor) alcanzando en promedio los 500 [m]. Esta geometría favorece una canalización de las aguas subterráneas hacia el sector de máximo espesor al Sur. En esta zona, debido a la baja densidad de medición de TEM no es posible inferir con precisión la cota piezométrica, lo que impide establecer de forma concluyente direcciones de flujo.

Por su parte, el área del estero Gómez (hacia el W de la zona de estudio), presenta una estructura más compleja, donde se identifica un depocentro local (D2 en Figura 8.2) que alcanza un espesor sedimentario de 100 [m], cercano a la ladera sur. Este depocentro se encuentra separado del depocentro principal D1 por una zona de aumento de elevación de basamento (B1 en Figura 8.2) y disminución de espesor sedimentario a valores menores de 50 [m] (ver Figura 7.5). Esta geometría podría producir una división local del acuífero en compartimentos (depocentros D1 y D2) si los niveles de agua disminuyen por sobre el espesor de la zona de bajo espesor sedimentario B1. En este caso se produciría una variación en las propiedades del medio que transmite el agua, considerando que ésta se transmitiría totalmente por un posible medio fracturado. La piezometría actual estimada a partir de TEM (y calibrada por mediciones de piezometría en pozos) en el punto TC39 (ver Figura 7.5, cercano a zona B1) muestra un espesor saturado (en sedimento) de 23,95 [m]. Considerando que Figueroa et al. (2021) estima una tendencia de disminución para los niveles piezométricos de entre 2,32 a 3,73 [m/año] en la cuenca del río Aconcagua (con mediciones efectuadas en el sector de San Felipe, 30 [km] al oeste de la zona de estudio), la ocurrencia de este fenómeno podría ser factible en un periodo cercano a 10 años.

8.2. Estructura de densidad de la zona de estudio

De acuerdo con los resultados de la inversión gravimétrica 3D, la incorporación de observaciones geológicas en terreno y el modelo conceptual de acuíferos en medios fracturados (Wyns *et al.*, 2004; Maréchal *et al.*, 2004; Dewandel *et al.*, 2006; Lachassagne *et al.*, 2011; Gao *et al.*, 2018), se propone un modelo de 3 unidades, mostrado en la Figura 8.3.

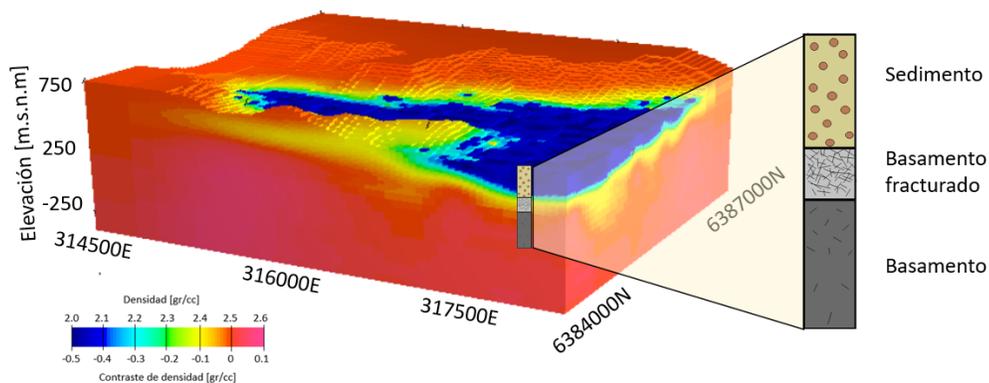


Figura 8.3: Modelo propuesto para la zona de estudio. Se compone de 3 unidades: Sedimento ($\rho < 2,10$ [gr/cc]), basamento fracturado (ρ entre 2,10-2,50 [gr/cc]) y basamento ($\rho > 2,50$ [gr/cc]).

8.2.1. Depósito sedimentario

La geometría de esta unidad queda constreñida a partir de los modelos 2D discutidos en la sección anterior. En la Figura 7.10a (inversión 3D), se observa una alta variabilidad de los valores de densidad en sedimento (entre 2,05 [gr/cc] y 2,10 [gr/cc]). Este fenómeno puede ser asociado a variaciones instrumentales de alta frecuencia que no fueron eliminadas al usar el filtro de continuación ascendente, cuyo uso se minimizó para realizar la inversión con la señal lo más íntegra posible.

8.2.2. Zona de transición (ZT)

Determinada como la zona que comprende un gradiente creciente en profundidad de densidades entre los 2,10-2,50 [gr/cc]. Se observa a lo largo de toda la zona de estudio con un espesor que alcanza en promedio 50 [m] desde el fondo del depósito sedimentario.

La información de sondajes disponible (ver Figura 4.4 y 8.4) da cuenta de un basamento con un fracturamiento variable dentro de los primeros 50 [m]. La Figura 8.4 muestra un corte vertical del cubo gravimétrico 3D en la misma ubicación que el perfil geotécnico descrito por Mendoza (2019). La comparación entre ambos perfiles muestra que existe una concordancia espacial entre esta zona de transición (ZT en Figura 8.4) y la zona de fractura (ZF en Figura 8.4) de los sondajes. Considerando que los resultados de la inversión gravimétrica presentados en este estudio muestran que la zona de transición se extiende horizontalmente a lo largo de todo el basamento bajo el depósito aluvial (en los primeros 50 [m]), el fracturamiento en basamento se extendería en toda la zona de estudio, considerando zonas pertenecientes a la Fm. Veta Negra y Fm. Cerro Morado. La Figura 8.3 muestra 2 imágenes del basamento fracturado identificado en el presente estudio. Esta unidad se constituye como un acuífero en roca, formado por un proceso de meteorización de la roca (Lachassagne *et al.*, 2011).



Figura 8.3: Meteorización en basamento. En la primera imagen se observa el depósito aluvial, que colinda con un cerro perteneciente a la Fm. Las Chilcas. En la segunda imagen se observa un afloramiento de basamento con fracturamiento. Imágenes pertenecientes a Quiroga (2023).

Los valores de densidad que se tienen en la zona de transición ($\rho = 2,1-2,5$ [gr/cc]), menores a la densidad establecida para la roca matriz ($\rho = 2,5$ [gr/cc]) son producidos por la existencia de fracturas abiertas. El modelo gravimétrico posee un gradiente creciente de densidad con la profundidad, lo que estaría asociado directamente a una disminución del

fracturamiento en esa dirección. El grado de fracturamiento en la zona de transición se puede estimar en base a la porosidad secundaria (ϕ). Asumiendo una densidad para la roca matriz $\rho_m=2,58$ [gr/cc] (basado en el resultado de la inversión gravimétrica), la porosidad se puede estimar utilizando la expresión (2.2) del capítulo 2. La Tabla 8.1 muestra valores de ϕ para diferentes ρ considerando que la porosidad (fracturas) está totalmente rellena con aire ($\rho_p = 0,0$ [gr/cc]) o con agua ($\rho_p = 1,0$ [gr/cc]).

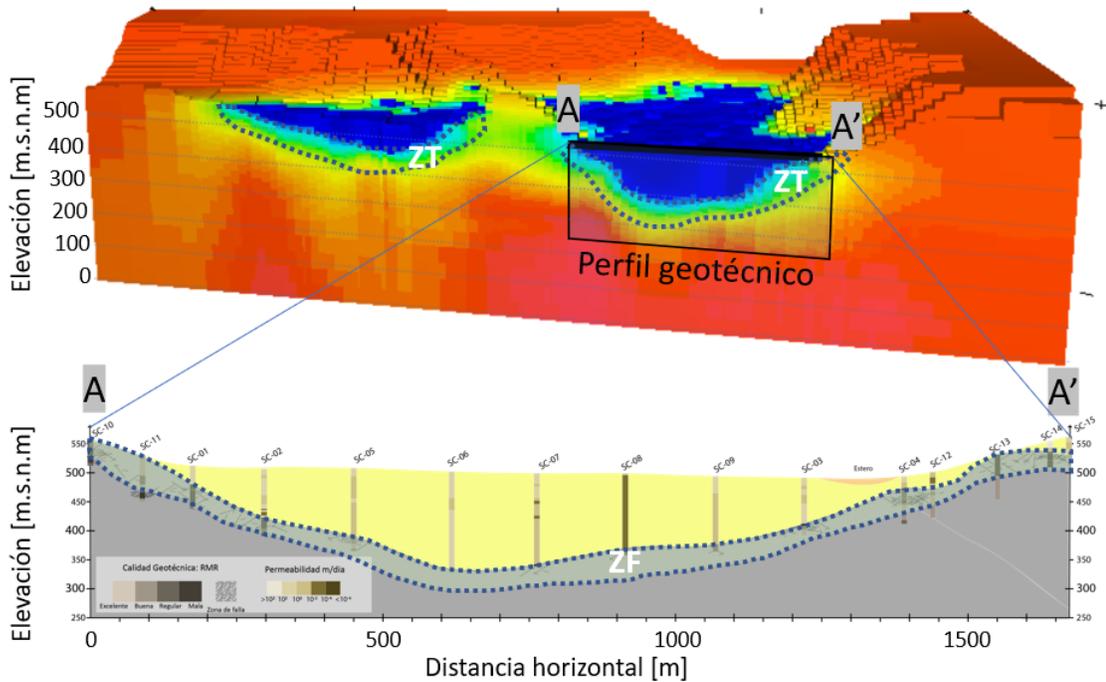


Figura 8.4: Vista en corte de inversión 3D en la misma ubicación que perfil geotécnico (ver ubicación en Figura 4.5). ZT corresponde a zona de transición en modelo inverso. ZF corresponde a zona de fracturamiento identificado en basamento a partir de estudio geotécnico (Mendoza, 2019). Imagen modificada de Quiroga (2023).

Densidad [gr/cc]	ϕ (fracturas con aire)	ϕ (fracturas con agua)
2,20	14,7 %	24,0 %
2,25	12,8 %	20,9 %
2,30	10,8 %	17,7 %
2,35	8,9 %	14,6 %
2,40	6,9 %	11,3 %
2,45	5,0 %	8,2 %

Tabla 8.1: Cálculo de la porosidad ϕ para distintos valores de densidad ρ en base a la ec. (2.2). Se considera una densidad de la roca matriz de $\rho = 2,58$ [gr/cc] y que la porosidad está totalmente rellena con aire ($\rho_p = 0,0$ [gr/cc]) o con agua ($\rho_p = 1,0$ [gr/cc]).

Considerando la descripción geológica de las formaciones que se encuentran presentes en la zona de estudio (rocas volcánicas y volcano-sedimentarias), el rango de porosidades que pueden alcanzar es variable. Para rocas sedimentarias, ϕ puede alcanzar valores de un 30 % (Fetter, 2018). Para rocas volcánicas por su parte, este valor depende del contenido de gas del magma a partir del cual se formaron; para tobas por ejemplo (presentes en la zona de estudio) se reportan porosidades entre 14 % al 40 % (Keller, 1960). Si bien los rangos de porosidad secundaria reportados por autores son bastante amplios, los procesos de meteorización pueden incrementar los valores de porosidad sustantivamente (Fetter, 2018). Considerando lo anterior, es razonable considerar una porosidad de hasta 24 % en el tope del basamento (ver Tabla 8.1).

8.2.3. Basamento profundo

Definido a partir de $\rho > 2,50$ [gr/cc]. En profundidad, a partir de la inversión 3D, la densidad alcanza un máximo de $\rho = 2,58$ [gr/cc] (Figura 7.10). Ésta correspondería a basamento competente y para el cálculo de porosidades se ha considerado como la roca matriz (Tabla 8.1). Es relevante destacar que la densidad $\rho = 2,50$ [gr/cc], usada en el procesamiento de los datos gravimétricos, representa un promedio razonable de las densidades de la roca basal que van desde $\rho = 2,20$ [gr/cc], en su parte más somera fracturada, a $\rho = 2,58$ [gr/cc] en la zonas profundas. No se descarta la presencia de flujos profundos a través de la roca, pero el modelo 3D presentado en este estudio tiene una malla demasiado gruesa para detectar un fracturamiento profundo de poco espesor.

8.3. Modelo hidrogeológico conceptual del depósito aluvial

La Figura 8.5 muestra un modelo hidrogeológico conceptual de la cabecera de la cuenca hidrográfica del estero Catemu. En este modelo, el depósito aluvial se constituye como un elemento del bloque de montaña que actúa como conducto preferencial de las aguas hacia el valle de Catemu. Sus principales elementos son:

- **Abanico aluvial:** Debido a la profundización abrupta del basamento y composición sedimentaria, actúa como una zona de infiltración rápida a zonas más profundas (Bowman, 2019; Markovich *et al.*, 2019).
- **Bloque de montaña:** Compuesto por una capa con un grado de fracturamiento variable y un basamento competente en profundidad. La zona fracturada permite la circulación de agua en el bloque de montaña y la conexión hidrogeológica con el medio aluvial.

Su elaboración incorpora información hidrogeológica, hidrogeofísica y de sondajes proveniente de estudios complementarios efectuados en la misma cuenca (Mendoza, 2019; Quiroga, 2023; Cabeza, en prep.). El estudio hidrogeológico da cuenta de la existencia de circulación de agua en roca fracturada, cuyo origen se encuentra en sectores montañosos altos. Por su parte, el estudio geoelectrico muestra la existencia de circulación desde el medio fracturado al aluvial.

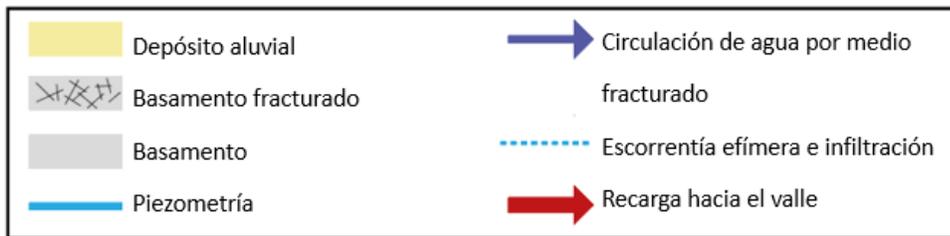
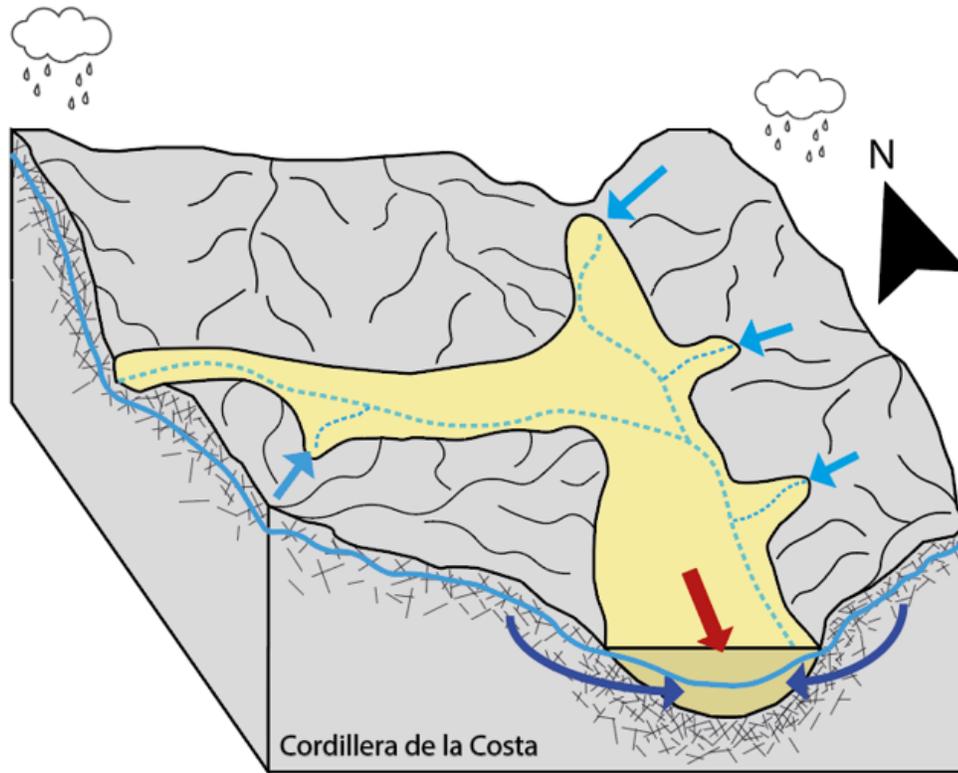


Figura 8.5: Modelo conceptual de procesos de recarga en depósito aluvial.

Capítulo 9

Conclusiones

Para caracterizar la geometría y estructura del basamento en la cabecera de la cuenca hidrográfica del estero Catemu, se diseñó, planificó y ejecutó dos campañas de adquisición de datos gravimétricos. Se midieron 728 puntos distribuidos en 32 perfiles EW, con mediciones cada 100 [m] y con una separación entre perfiles paralelos de 100 [m].

Del modelado de datos de refracción sísmica y el uso de la relación de Nafe-Drake (Ludwig, 1970), se estimó que la capa superior del basamento presenta una densidad $\rho=2,42$ [gr/cc]. Para la reducción de datos gravimétricos, en este trabajo se consideró una densidad ligeramente superior de $\rho=2,50$ [gr/cc], que sería en cierto modo un promedio de las densidades entre el basamento fracturado superior y el basamento, donde mediciones directas de densidad en roca (de otros estudios) muestran una densidad mayor a $\rho = 2,57$ [gr/cc] para la Fm. Las Chilcas. Incorporando el valor de densidad local definido, se procesaron los datos gravimétricos medidos en terreno para la obtención de la anomalía de Bouguer completa.

Los mapas de elevación de basamento y espesor sedimentario del depósito aluvial fueron construidos mediante la correcta modelación de 30 perfiles gravimétricos EW. Estos mapas permiten establecer que la zona de estudio actúa como un conducto preferente para el transporte de las aguas subterráneas desde la cabecera de la cuenca de Catemu hacia el valle. Su espesor sedimentario es variable, alcanzando valores máximos de 160 [m]. La característica geométrica más relevante corresponde a una disminución abrupta del espesor sedimentario y un aumento considerable del espesor de sedimentos en el frente de montaña. Esta característica sumada a la estructura sedimentaria clásica de un depósito aluvial permitiría una rápida infiltración de aguas en profundidad. Para un acabado estudio, se sugiere la realización de perfiles de tomografía de resistividad eléctrica en las estructuras AA1 y AA2 (abanicos aluviales de pequeña escala, ver Figura 8.2) tanto en la dirección radial como en la perpendicular; dichos estudios determinarían el cómo se produce la de infiltración de aguas en estas estructuras. Por lo demás, se recomienda calcular una estimación del volumen de agua contenido en el depósito aluvial considerando la metodología de Ahmed et al. (2014). Este cálculo permitiría conocer la cantidad actual disponible de agua que ingresa al valle de Catemu por este frente de recarga.

Los resultados de la inversión gravimétrica 3D permiten definir una estructura de 3 unidades litológicas: 1) Depósito sedimentario ($\rho < 2,1$ [gr/cc]), 2) Basamento con grado de fracturamiento variable (ρ entre 2,1-2,5 [gr/cc]) y 3) Basamento competente ($\rho > 2,5$ [gr/cc]). La

definición de estas unidades es consistente con el modelo conceptual normalmente establecido para acuíferos en medios fracturados. Mediante la incorporación de los resultados de estudios complementarios del proyecto "CAPTA-P7: Agua en rocas fracturada", se propone la existencia de circulación de agua a través de un basamento con su capa superior meteorizada. Esta capa se sitúa no sólo por debajo de la cuenca sedimentaria, sino que también es la capa superficial de las estructuras montañosas aledañas. Dada la efectividad de la metodología gravimétrica utilizada en la identificación del medio fracturado, se propone el uso de ésta en otros contextos geológicos como las zonas costeras, que pueden verse afectadas por intrusiones salinas.

Bibliografía

- Adachi, R. (1954). On a proof of fundamental formula concerning refraction method of geophysical prospecting and some remarks. *Kumamoto J. Sci.*, 2(1), 18–23.
- Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M., y Robinson, D. (1999). Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics*, 313(4), 433–447.
- Ahmed, M., Sauck, W., Sultan, M., Yan, E., Soliman, F., y Rashed, M. (2014). Geophysical constraints on the hydrogeologic and structural settings of the Gulf of Suez rift-related basins: case study from the El Qaa Plain, Sinai, Egypt. *Surveys in Geophysics*, 35(2), 415–430.
- Bieniawski, Z. T. (1989). *Engineering rock mass classifications: a complete manual for engineers and geologists in mining, civil, and petroleum engineering*. John Wiley & Sons.
- Blakely, R. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge university press.
- Bowman, D. (2019). *Principles of alluvial fan morphology*. Springer.
- Boyce, D. (2015). *Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen Andino en Chile Central durante el Cretácico Medio-Tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas* (Tesis de Magister). Universidad de Chile.
- Boyce, D., Charrier, R., y Farías, M. (2020). The first Andean compressive tectonic phase: Sedimentologic and structural analysis of Mid-Cretaceous deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32°50'S). *Tectonics*, 39(2), e2019TC005825.
- Braun, J., Mercier, J., Guillocheau, F., y Robin, C. (2016). A simple model for regolith formation by chemical weathering. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(11), 2140–2171.
- Bustamante, M., Lemus, M., Cortés, R., Vivallos, J., Cáceres, D., y Wall, R. (2012). Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área de Jahuel, Región de Valparaíso. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Inédito*, 5.
- Cabeza, J. (en prep.) *Caracterización geoelectrica de la zona norte del Valle del Estero Catemu (V Región) para el estudio del sistema de aguas subterráneas* (Tesis de Magister en preparación). Universidad de Chile.
- Cahill, T., y Isacks, B. L. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B12), 17503–17529.
- Carmichael, R. S. (1989). *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*. CRC press.

- Carter, W., y Aliste, N. (1962). Geology of the ore deposits of the Nihue Quadrangle, Aconcagua province (unpublished report). *Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile*.
- Cembrano, J., y Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*, 471(1-2), 96–113.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Yáñez, G., Riquelme, R., García, M., González, G., y Hérail, G. (2007). Neotectonics. *The geology of Chile*, 9, 231–262.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M., Moreno, T., y Gibbons, W. (2007). Tectonostratigraphic. *The geology of Chile*, 21–114.
- Cho, M., Choi, Y., Ha, K., Kee, W., Lachassagne, P., y Wyns, R. (2003). Relationship between the permeability of hard rock aquifers and their weathering, from geological and hydrogeological observations in South Korea. En *International association of hydrogeologists iah conference on groundwater in fractured rocks* (pp. 15–19).
- Dar, I., Sankar, K., y Dar, M. (2010). Remote sensing technology and geographic information system modeling: an integrated approach towards the mapping of groundwater potential zones in Hardrock terrain, Mamundiyar basin. *Journal of Hydrology*, 394(3-4), 285–295.
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J.-C., y Krishnamurthy, N. (2006). A generalized 3d geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of hydrology*, 330(1-2), 260–284.
- DGA. (2011). *Modernización del mercado de aguas en Chile. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile*.
- DGA. (2014). *Informe técnico: Inventario de cuencas, subcuencas y subsubcuencas de Chile. Dirección General de Aguas, Santiago, Chile*.
- Domenico, P. A., y Schwartz, F. W. (1998). Physical and chemical hydrogeology, John Wiley and sons. *Inc., New York*.
- Doyle, J., Gleeson, T., Manning, A., y Mayer, K. (2015). Using noble gas tracers to constrain a groundwater flow model with recharge elevations: A novel approach for mountainous terrain. *Water Resources Research*, 51(10), 8094–8113.
- Enemark, T., Peeters, L. J., Mallants, D., y Batelaan, O. (2019). Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. *Journal of Hydrology*, 569, 310–329.
- Fariás, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., . . . Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).
- Fetter, C. W. (2018). *Applied hydrogeology*. Waveland Press.
- Figueroa, R., Viguier, B., Taucare, M., Yáñez, G., Arancibia, G., Sanhueza, J., y Daniele, L. (2021). Deciphering groundwater flow-paths in fault-controlled semiarid mountain front zones (Central Chile). *Science of The Total Environment*, 771, 145456.
- Fuentes, F., Féraud, G., Aguirre, L., y Morata, D. (2005). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from Central Chile. *Chemical Geology*, 214(1-2), 157–177.
- Gangas, A. M., Mujica, R. R., y Caro, L. P. (2002). Modelos de simulación hidrológicos e hidrogeológicos: herramientas de apoyo en la toma de decisiones dentro del marco legal

- de los recursos hídricos. *Revista de Derecho Administrativo Económico*(8), 271–280.
- Gao, Q., Shang, Y., Hasan, M., Jin, W., y Yang, P. (2018). Evaluation of a weathered rock aquifer using ERT method in South Guangdong, China. *Water*, 10(3), 293.
- Gardner, P. M. (2009). *Three-dimensional numerical model of ground-water flow in northern Utah Valley, Utah County, Utah* (Inf. Téc.). U. S. Geological Survey.
- Garreaud, R. D., Álvarez Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., . . . Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*, 21(12), 6307–6327.
- Giambiagi, L., Álvarez, P., y Spagnotto, S. (2016). Temporal variation of the stress field during the construction of the Central Andes: Constrains from the volcanic arc region (22–26 s), Western Cordillera, Chile, during the last 20 Ma. *Tectonics*, 35(9), 2014–2033.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P., y Bourdon, E. (2000). Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6), 535–538.
- Hubbert, M. K. (1956). Darcy's law and the field equations of the flow of underground fluids. *Transactions of the AIME*, 207(01), 222–239.
- Jara, J. J., Barra, F., Reich, M., Leisen, M., Romero, R., y Morata, D. (2021). Episodic construction of the early Andean Cordillera unravelled by zircon petrochronology. *Nature communications*, 12(1), 1–8.
- Jara, P., y Charrier, R. (2014). Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean geology*, 41(1), 174–209.
- Johnson, S. H. (1976). Interpretation of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers. *Geophysics*, 41(3), 418–424.
- Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341–361.
- Kane, M. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455–462.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley Jr, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauria, E., y Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131.
- Lachassagne, P., Dewandel, B., y Wyns, R. (2014). *The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications* (Vol. 20). CRC Press Boca Raton, FL.
- Lachassagne, P., Dewandel, B., y Wyns, R. (2021). Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*, 1–34.
- Lachassagne, P., Wyns, R., y Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3), 145–161.
- Li, Y., y Oldenburg, D. W. (1998). 3-d inversion of gravity data. *Geophysics*, 63(1), 109–119.

- Longman, I. (1959). Formulas for computing the tidal accelerations due to the moon and the sun. *Journal of Geophysical Research*, 64(12), 2351–2355.
- Ludwig, W. J. (1970). Seismic refraction. *The sea*, 4, 53–84.
- Maréchal, J.-C., Dewandel, B., y Subrahmanyam, K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water resources research*, 40(11).
- Markovich, K. H., Manning, A. H., Condon, L. E., y McIntosh, J. C. (2019). Mountain-block recharge: A review of current understanding. *Water Resources Research*, 55(11), 8278–8304.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., y Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 299–309.
- Mendoza, C. (2019). *Estudio geológico y geotécnico para el diseño de Embalse Catemu, Región de Valparaíso, Chile*. (Memoria para optar al Título de Geólogo). Universidad de Concepción.
- Nagy, D. (1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. *Geophysics*, 31(2), 362–371.
- Paschke, S. S. (2007). *Hydrogeologic settings and ground-water flow simulations for regional studies of the transport of anthropogenic and natural contaminants to public-supply wells-studies begun in 2001* (Inf. Téc.). Geological Survey (US).
- Peng, T.-R., Huang, C.-C., Chen, J.-E., Zhan, W.-J., Chiang, L.-W., y Chang, L.-C. (2016). Evaluating the relative importance of groundwater recharge sources in a subtropical alluvial plain using tracer-based ternary end member mixing analysis (EMMA). *Water Resources Management*, 30(11), 3861–3878.
- Quiroga, I. (2023). *Procesos de recarga en la Cordillera de la Costa: caso del Estero Catemu* (Tesis de Magister). Universidad de Chile.
- Ramos, V. A., Cristallini, E. O., y Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1), 59–78.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, D. (1993). *Hojas Quillota y Portillo (Carta Geológica de Chile, v. 73, 1: 250.000)*. SERNAGEOMIN.
- Sánchez, P. (2018). *Estimación de la recarga potencial en una cuenca Andina de alta montaña* (Tesis de Magister). Universidad de Chile.
- Talwani, M., Worzel, J. L., y Landisman, M. (1959). Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of geophysical research*, 64(1), 49–59.
- Tassara, A., Götze, H.-J., Schmidt, S., y Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9).
- Taucare, M., Daniele, L., Viguiet, B., Vallejos, A., y Arancibia, G. (2020b). Groundwater resources and recharge processes in the Western Andean Front of Central Chile. *Science of the Total Environment*, 722, 137824.
- Taucare, M., Roquer, T., Heuser, G., Pérez-Estay, N., Arancibia, G., Yáñez, G., . . . Daniele,

- L. (2022). Selective reactivation of inherited fault zones driven by stress field changes: Insights from structural and paleostress analysis of the Pocuro Fault Zone, Southern Central Andes (32.8°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 118, 103914.
- Taucare, M., Viguier, B., Daniele, L., Heuser, G., Arancibia, G., y Leonardi, V. (2020a). Connectivity of fractures and groundwater flows analyses into the Western Andean Front by means of a topological approach (Aconcagua Basin, Central Chile). *Hydrogeology Journal*, 28(7), 2429–2438.
- Telford, W. M., Telford, W., Geldart, L., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Thomas, H. (1958). Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas. *Santiago Bulletin*, 2.
- Wilson, J., y Guan, H. (2004). Mountain-block hydrology and mountain-front recharge. *Groundwater recharge in a desert environment: The Southwestern United States*, 9, 113–137.
- Won, I., y Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, 52(2), 232–238.
- Wyns, R., Baltassat, J.-M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J., y Mathieu, F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 175(1), 21–34.
- Wyns, R., Quesnel, F., Simon-Coinçon, R., Guillocheau, F., y Lacquement, F. (2003). Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*(1), 79–87.
- Yáñez, G., Muñoz, M., Flores Aqueveque, V., y Bosch, A. (2015). Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, 42(2), 147–172.
- Yáñez, G., Ranero, C., von Huene, R., y Díaz, J. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4), 6325–6345.

Anexos

Anexo A. Datos medidos

Los datos gravimétricos y de DGPS registrados en 2 campañas de terreno asociadas al proyecto CAPTA P7: Agua en rocas fracturadas, se presentan a continuación:

A.1. 20 de septiembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4416.394	19:50
G1	317555.623	6383700.302	523.226	4415.022	20:23
G2	317665.447	6383699.803	521.942	4414.720	20:32
G3	317748.837	6383699.834	523.716	4414.122	20:41
G4	317853.668	6383699.823	524.494	4413.409	20:50
G5	317949.763	6383704.099	524.769	4412.893	21:05
G6	318053.789	6383700.905	524.773	4412.471	21:16
G7	318152.167	6383715.710	524.000	4412.057	21:26
G8	318248.040	6383709.786	524.612	4411.590	21:39
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4416.522	22:14

Tabla A.1: Datos registrados el día 20/09/2021 con Scintrex CG3.

A.2. 22 de septiembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4416.804	11:57
G31	318861.902	6383810.445	518.091	4410.607	12:45
G30	318758.976	6383812.495	519.764	4410.564	12:53
G29	318661.836	6383813.274	523.224	4410.494	13:04
G28	318558.611	6383807.986	522.348	4410.714	13:12
G27	318457.772	6383802.323	523.029	4411.006	13:22
G26	318349.740	6383806.095	518.545	4411.119	13:33
G25	318260.189	6383804.874	525.097	4411.429	13:43

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
G24	318158.162	6383804.012	526.004	4411.835	14:02
G23	318057.844	6383803.374	526.272	4412.223	14:12
G22	317948.804	6383803.183	523.769	4412.825	14:23
G21	317851.825	6383795.543	526.526	4413.411	14:35
G20	317750.954	6383800.014	526.830	4414.124	14:46
G19	317648.862	6383798.240	525.076	4414.335	14:56
G18	317539.970	6383799.439	530.684	4412.900	15:08
G35	317620.340	6383871.970	537.571	4411.850	15:19
G36	317682.402	6383906.068	530.362	4412.937	15:30
G37	317743.775	6383874.193	526.332	4413.664	15:49
G38	317852.462	6383900.169	528.485	4413.055	15:59
G39	317968.270	6383903.994	528.306	4412.384	16:11
G40	318052.266	6383902.067	528.048	4411.822	16:23
G41	318148.866	6383905.181	527.166	4411.400	16:34
G42	318253.033	6383906.161	527.815	4410.810	16:45
G43	318351.942	6383909.825	526.979	4410.615	16:54
G44	318449.154	6383912.627	524.402	4410.233	17:55
G45	318552.258	6383912.290	523.985	4409.981	18:06
G46	318649.783	6383909.449	524.837	4409.936	18:17
G47	318751.983	6383916.619	521.161	4409.791	18:27
G48	318851.721	6383921.462	520.142	4409.747	18:38
G49	318956.030	6383919.421	520.476	4409.315	18:49
G50	319051.411	6383924.411	518.569	4408.490	18:59
G51	319149.499	6383929.535	533.370	4404.718	19:12
G66	319245.725	6384041.557	548.033	4401.868	19:25
G65	319153.633	6384037.386	533.737	4405.260	19:39
G64	319050.593	6384025.193	523.993	4407.782	19:49
G63	318952.921	6384015.918	521.291	4408.896	19:59
G62	318854.321	6384011.048	521.508	4409.316	20:09
G61	318757.658	6384011.832	522.309	4409.491	20:16
G60	318657.740	6384008.338	528.549	4409.590	20:26
G59	318557.005	6384010.765	526.603	4409.652	20:36
G58	318458.826	6384001.577	524.512	4409.987	20:45
G57	318350.830	6384005.649	528.479	4410.276	20:55
G56	318251.827	6384005.252	528.267	4410.740	21:05
G55	318146.860	6384003.489	528.698	4411.322	21:15
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4416.773	21:34

Tabla A.2: Datos registrados el día 22/09/2021 con Scintrex CG3.

A.3. 4 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.462	11:47
G82	319319.912	6384122.746	560.047	-16.492	12:30
G81	319251.062	6384133.496	546.173	-13.283	13:24
G80	319148.459	6384138.745	538.167	-10.928	13:48
G79	319050.440	6384134.611	532.901	-8.698	14:06
G78	318954.461	6384119.248	522.792	-6.854	14:27
G77	318853.750	6384115.289	522.716	-6.450	14:42
G76	318758.503	6384126.298	524.336	-6.559	14:58
G75	318650.759	6384105.900	525.142	-6.270	15:18
G74	318553.297	6384114.608	528.022	-6.172	15:37
G73	318453.689	6384107.392	528.451	-5.752	15:51
G72	318357.808	6384108.692	530.439	-5.551	16:14
G83	317839.178	6384197.311	543.105	-5.818	17:48
G84	317936.296	6384199.798	534.014	-3.909	18:04
G85	318049.876	6384204.915	538.370	-4.500	18:21
G86	318146.538	6384204.856	532.692	-4.802	18:33
G87	318246.789	6384212.063	532.736	-5.262	18:52
G88	318355.170	6384217.719	532.844	-5.855	19:04
G89	318443.849	6384213.593	533.227	-6.229	19:19
G90	318546.202	6384207.937	530.317	-6.287	19:33
G91	318660.789	6384220.902	525.429	-6.634	19:45
G92	318761.225	6384239.582	525.670	-6.845	20:00
G93	318861.152	6384211.694	523.593	-6.760	20:14
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.505	21:08

Tabla A.3: Datos registrados el día 04/10/2021 con Lacoste y Romberg.

A.4. 5 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.441	12:03
G94	318955.949	6384220.908	524.829	-7.678	12:55
G95	319052.338	6384227.627	532.071	-9.933	13:06
G96	319138.811	6384239.225	542.428	-12.093	13:38
G97	319242.400	6384240.198	554.651	-14.577	13:54
G98	319336.167	6384245.208	568.148	-17.318	14:06
G99	319420.790	6384218.843	576.397	-21.172	14:26
G119	319635.310	6384333.789	610.389	-28.783	14:50
EX1	319745.705	6384338.069	634.900	-34.491	15:03
G118	319536.633	6384350.672	600.330	-24.863	17:26
G117	319441.415	6384319.476	577.798	-21.193	18:20
G116	319346.102	6384318.941	563.869	-18.194	18:35
G115	319232.263	6384326.650	551.618	-14.796	18:52
G114	319140.624	6384333.766	542.673	-12.918	19:09
G113	319050.803	6384323.207	536.162	-10.563	19:21
G112	318943.022	6384324.309	526.490	-8.142	19:39
G111	318844.384	6384321.995	526.563	-7.417	19:51
G110	318744.109	6384314.428	527.271	-7.128	20:20
G109	318646.526	6384301.125	529.013	-6.891	20:31
G108	318547.112	6384301.943	530.502	-6.659	20:45
G107	318453.272	6384311.062	532.406	-6.564	21:02
G106	318366.481	6384288.446	534.358	-6.303	21:15
G105	318248.556	6384297.709	534.733	-5.621	21:26
G104	318145.108	6384305.521	536.752	-5.131	21:45
G103	318039.142	6384303.554	537.710	-4.717	22:00
G102	317954.233	6384316.154	535.799	-4.380	22:15
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.471	23:13

Tabla A.4: Datos registrados el día 05/10/2021 con Lacoste y Romberg.

A.5. 6 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.406	11:53
G120	317906.927	6384424.139	548.887	-6.577	12:36
G121	318040.396	6384400.168	539.298	-5.174	12:53
G122	318136.856	6384396.719	537.540	-5.472	13:08
G123	318239.370	6384416.062	534.554	-6.145	13:24
G124	318346.906	6384420.256	534.896	-6.801	13:38
G125	318433.579	6384410.250	533.768	-6.923	13:49
G126	318545.047	6384401.077	531.981	-7.223	14:03
G127	318624.055	6384398.029	530.430	-7.345	14:14
G128	318733.031	6384425.847	528.240	-7.535	14:31
G129	318841.960	6384413.280	526.473	-7.863	14:42
G130	318935.073	6384420.583	524.140	-8.030	14:57
G131	319049.242	6384421.636	534.517	-10.760	15:13
G132	319142.283	6384424.505	546.803	-13.627	15:30
EX2	319444.446	6384443.893	584.057	-22.281	17:44
G134	319352.092	6384433.184	576.823	-19.620	18:02
G133	319242.038	6384418.482	562.306	-16.525	18:17
G149	319148.057	6384509.005	560.572	-15.899	18:53
G148	319032.727	6384517.099	533.312	-10.504	19:11
G147	318957.721	6384509.618	525.789	-8.671	19:26
G146	318849.627	6384504.024	527.475	-8.103	19:51
G145	318740.054	6384495.644	528.949	-7.741	20:01
G144	318645.559	6384501.734	530.212	-7.617	20:14
G143	318532.706	6384499.856	530.436	-7.208	20:24
G142	318442.621	6384502.869	535.199	-7.296	20:35
G141	318351.272	6384504.787	539.114	-7.046	20:45
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.460	22:18

Tabla A.5: Datos registrados el día 06/10/2021 con Lacoste y Romberg.

A.6. 7 de octubre de 2020 (Lacoste y Romberg)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.403	11:59
G140	318244.186	6384503.780	539.485	-6.743	12:32
G139	318133.457	6384502.599	538.884	-5.789	12:49
G138	318039.313	6384501.472	540.872	-5.598	13:08
G137	317941.124	6384502.091	555.853	-7.876	13:25
G152	317940.757	6384595.099	544.828	-5.818	13:42
G153	318045.142	6384602.981	543.101	-5.939	13:57
G163	318992.512	6384655.300	546.184	-12.695	16:37
G162	318920.744	6384624.715	525.582	-9.078	16:49
G161	318836.950	6384621.539	530.661	-8.622	17:07
G160	318751.640	6384626.295	531.055	-8.463	17:23
G159	318626.305	6384625.230	534.248	-8.206	17:39
G158	318538.028	6384615.831	533.388	-7.824	17:51
G157	318441.199	6384614.141	535.897	-7.644	18:04
G156	318332.665	6384605.046	536.771	-7.507	18:14
G155	318235.026	6384615.672	538.519	-7.213	18:28
G154	318135.632	6384612.781	541.853	-6.532	18:42
G196	318903.864	6384923.933	539.699	-11.875	19:50
G207	318931.180	6385005.087	548.415	-13.835	20:02
G206	318841.337	6385007.374	531.569	-9.990	20:16
G195	318829.355	6384922.591	530.476	-9.465	20:27
G194	318734.630	6384912.945	531.498	-9.066	20:38
G205	318724.648	6385018.305	530.867	-9.253	20:51
G204	318641.428	6385004.125	534.339	-9.126	21:05
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	1.460	22:18

Tabla A.6: Datos registrados el día 07/10/2021 con Scintrex *L&R*.

A.7. 7 de octubre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3642.877	15:28
G174	318943.115	6384724.650	534.245	3631.361	16:38
G173	318830.274	6384700.566	530.902	3632.790	16:54
G172	318723.138	6384713.045	530.527	3633.116	17:05
G171	318625.334	6384706.913	531.473	3633.333	17:17
G170	318544.352	6384708.823	533.774	3633.101	17:28
G169	318448.618	6384712.676	535.697	3633.406	17:41
G168	318334.888	6384706.432	536.615	3634.056	17:55
G167	318237.287	6384706.555	539.121	3634.185	18:04
G166	318137.306	6384706.223	542.821	3634.661	18:39
G165	318033.727	6384702.964	541.828	3634.967	18:48
G164	317945.517	6384704.440	544.556	3635.329	19:00
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3642.858	19:19

Tabla A.7: Datos registrados el día 07/10/2021 con Scintrex CG5.

A.8. 8 de octubre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3642.989	14:39
G185	318890.140	6384837.176	527.620	3632.515	15:33
G184	318855.479	6384812.441	529.763	3632.909	15:48
G183	318627.036	6384795.828	532.445	3633.228	16:30
G182	318544.550	6384829.543	534.111	3633.206	16:42
G181	318425.938	6384806.552	536.506	3633.464	16:57
G180	318338.429	6384799.959	537.234	3633.629	17:08
G179	318238.005	6384786.930	538.460	3633.979	17:23
G178	318137.332	6384803.335	541.788	3634.180	17:35
G177	318030.861	6384807.940	544.385	3634.358	17:45
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3642.974	18:39

Tabla A.8: Datos registrados el día 08/10/2021 con Scintrex CG5.

A.9. 11 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4426.860	11:26
G196	318902.130	6384910.899	537.738	4414.075	12:14
G195	318829.090	6384913.328	530.944	4416.169	12:31
G194	318735.606	6384916.519	531.298	4416.529	12:42
G193	318632.295	6384908.932	532.768	4416.794	12:49
G192	318539.276	6384919.755	535.688	4416.966	12:59
G191	318429.412	6384907.289	536.545	4417.179	13:08
G190	318327.268	6384888.395	538.371	4417.408	13:18
G189	318236.713	6384894.849	540.236	4417.573	13:26
G188	318123.470	6384894.347	542.439	4417.842	13:35
G187	318016.544	6384891.728	543.908	4418.002	13:44
G186	317931.768	6384899.679	544.927	4418.216	13:53
G208	317923.082	6385098.591	547.581	4417.215	14:03
G209	318026.722	6385094.689	546.707	4417.204	14:12
G210	318135.011	6385105.151	542.076	4417.021	14:21
G211	318239.843	6385108.138	542.120	4416.926	14:29
G212	318329.860	6385103.567	540.046	4416.772	14:45
G213	318430.273	6385101.691	537.380	4416.500	14:54
G214	318536.654	6385118.530	536.274	4416.229	15:02
G215	318630.683	6385111.352	534.833	4416.221	15:11
G216	318725.803	6385114.020	532.380	4415.932	15:19
G217	318835.002	6385125.350	537.880	4414.354	15:28
G247	318820.249	6385322.308	534.604	4413.958	15:39
G246	318737.421	6385324.014	535.114	4414.799	16:01
G245	318637.707	6385314.594	533.416	4415.559	16:16
G244	318518.011	6385324.136	537.238	4415.966	17:41
G243	318429.342	6385329.063	537.301	4416.242	17:49
G242	318319.071	6385314.286	538.596	4416.572	18:01
G241	318238.041	6385320.544	541.614	4416.565	18:11
G240	318113.349	6385333.307	544.511	4416.404	18:19
G239	318024.333	6385332.434	545.569	4416.324	18:27
G238	317916.479	6385324.207	550.228	4416.112	18:36
G267	317951.423	6385538.343	554.384	4414.804	18:52
G268	318013.837	6385519.136	546.976	4415.874	19:07
G269	318102.575	6385520.947	543.303	4415.636	19:18
G270	318222.639	6385535.608	543.765	4415.565	19:39
G271	318322.970	6385533.713	540.671	4415.931	19:53

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
G272	318414.200	6385533.902	538.723	4415.607	20:05
G273	318532.445	6385530.236	532.816	4415.088	20:15
G274	318622.106	6385531.230	539.236	4414.517	20:25
G275	318725.995	6385536.724	537.845	4413.868	20:37
G276	318829.747	6385519.651	537.174	4413.313	20:45
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4426.846	21:20

Tabla A.9: Datos registrados el día 11/11/2021 con Scintrex CG3.

A.10. 11 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.397	11:26
G207	318921.646	6385008.229	545.992	3629.920	12:19
G206	318834.261	6385009.659	530.918	3633.062	12:43
G205	318732.135	6385010.166	531.536	3633.778	12:51
G204	318633.721	6385010.912	534.339	3633.904	13:04
G203	318533.953	6385011.855	536.704	3633.965	13:15
G202	318435.315	6385007.818	537.526	3634.274	13:27
G201	318335.760	6385001.232	538.657	3634.499	13:34
G200	318233.827	6385006.008	543.500	3634.657	13:41
G199	318133.891	6385000.652	542.122	3634.695	13:51
G198	318038.537	6385006.658	543.891	3634.998	14:02
G197	317936.274	6384997.954	546.767	3635.161	14:11
G223	317928.692	6385197.562	547.366	3634.088	14:23
G224	318027.407	6385202.996	547.007	3634.183	14:31
G225	318137.921	6385206.621	544.000	3634.271	14:40
G226	318230.237	6385206.274	541.773	3634.203	14:50
G227	318330.194	6385210.355	539.487	3634.011	14:56
G228	318433.390	6385215.913	543.669	3633.699	15:02
G229	318534.261	6385210.593	535.872	3633.534	15:11
G230	318632.474	6385207.659	534.468	3633.266	15:18
G231	318736.496	6385219.387	533.620	3632.850	15:26
G232	318837.666	6385208.378	541.148	3631.109	15:41
G262	318822.455	6385416.253	537.687	3631.273	15:55
G261	318724.558	6385435.466	535.403	3631.796	16:03
G260	318621.509	6385436.321	536.798	3632.442	16:15
G259	318524.414	6385438.256	536.636	3632.984	17:40
G258	318420.908	6385443.358	538.261	3633.305	17:49
G257	318322.774	6385440.796	540.426	3633.591	17:57

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
G256	318223.175	6385442.420	542.033	3633.610	18:04
G255	318116.516	6385432.335	544.404	3633.624	18:14
G254	318021.825	6385434.575	546.207	3633.498	18:27
G253	317916.913	6385436.426	550.439	3633.476	18:36
G280	317966.764	6385636.582	561.757	3630.177	19:02
G281	318015.581	6385643.246	554.471	3631.321	19:15
G281	318015.581	6385643.246	554.471	3631.549	19:24
G283	318219.495	6385638.517	548.925	3632.091	19:35
G284	318309.513	6385642.314	541.218	3632.526	19:45
G285	318405.047	6385641.811	548.079	3632.468	20:03
G286	318519.048	6385642.372	537.851	3632.175	20:14
G287	318618.898	6385639.655	540.755	3631.351	20:22
G288	318723.891	6385637.582	540.514	3630.764	20:34
G289	318818.038	6385626.455	543.914	3630.155	20:43
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.285	21:21

Tabla A.10: Datos registrados el día 11/11/2021 con Scintrex CG5.

A.11. 12 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.056	11:42
G530	317368.509	6385513.637	584.246	4410.995	12:27
G531	317435.703	6385542.966	574.044	4412.181	12:38
G532	317528.661	6385531.974	576.628	4411.821	12:49
G533	317622.281	6385528.889	574.914	4411.836	13:01
G534	317712.675	6385561.148	575.705	4411.368	13:13
G535	317799.921	6385515.057	575.852	4411.957	13:22
G523	317810.676	6385327.877	552.992	4416.048	13:34
G522	317734.749	6385298.588	553.857	4416.246	13:46
G521	317626.951	6385310.630	555.634	4415.874	13:57
G520	317515.050	6385306.635	565.506	4415.461	14:11
G519	317413.594	6385311.307	544.371	4415.295	14:29
G518	317313.356	6385298.051	575.190	4413.657	14:40
G517	317239.657	6385314.467	594.063	4410.118	14:55
G499	317117.920	6385104.540	574.249	4414.256	15:24
G500	317228.433	6385096.904	566.590	4415.526	15:35
G501	317327.903	6385098.124	558.520	4416.908	15:44
G502	317413.318	6385102.558	556.906	4417.791	15:54
G503	317520.060	6385109.624	554.823	4417.444	16:03
G504	317624.050	6385090.770	549.329	4417.568	16:11
G505	317731.978	6385088.589	549.928	4417.580	16:22
G506	317826.555	6385091.997	550.108	4417.467	16:30
G483	317829.095	6384901.103	547.969	4418.258	18:31
G482	317740.834	6384904.360	549.635	4418.240	18:45
G481	317631.832	6384888.289	551.811	4418.321	19:03
G480	317520.886	6384909.674	554.098	4418.027	19:12
G479	317438.347	6384898.980	557.265	4418.004	19:25
G478	317327.331	6384899.676	559.176	4417.796	19:36
G477	317219.378	6384887.623	561.119	4417.620	19:49
G476	317128.181	6384889.853	562.974	4417.215	20:01
G426	317131.394	6384683.382	560.190	4418.245	20:15
G427	317238.555	6384696.461	559.629	4418.469	20:25
G428	317336.491	6384700.280	556.688	4418.863	20:34
G429	317429.041	6384695.720	555.308	4418.999	20:44
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.019	21:22

Tabla A.11: Datos registrados el día 12/11/2021 con Scintrex CG3.

A.12. 12 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.418	11:42
G524	317355.458	6385411.538	581.620	3629.298	12:31
G525	317430.244	6385422.420	571.852	3631.130	12:40
G526	317522.044	6385423.529	562.289	3631.878	12:55
G527	317622.203	6385428.733	561.710	3632.114	13:07
G528	317709.455	6385428.271	558.434	3632.675	13:16
G529	317805.166	6385431.120	557.323	3632.679	13:28
G516	317821.055	6385202.462	549.016	3634.051	13:38
G515	317734.784	6385199.358	552.320	3634.821	13:51
G514	317626.568	6385194.566	555.529	3633.870	14:02
G513	317523.748	6385193.447	559.381	3633.830	14:12
G512	317426.516	6385189.473	562.387	3633.836	14:38
G511	317323.111	6385188.178	574.518	3631.441	14:50
G510	317232.368	6385175.369	587.998	3628.958	15:02
G509	317128.023	6385171.129	593.317	3627.997	15:21
G489	317129.284	6384985.567	561.711	3634.420	15:45
G490	317234.367	6384989.156	559.301	3634.661	15:57
G491	317330.881	6384985.064	555.801	3634.857	16:10
G492	317428.615	6384990.185	556.063	3634.964	17:47
G493	317535.310	6384991.637	553.646	3635.095	17:58
G494	317638.279	6384995.906	551.148	3635.221	18:08
G495	317730.382	6385004.352	550.059	3635.272	18:22
G496	317828.584	6384994.613	547.665	3635.278	18:44
G175	317935.181	6384801.892	546.579	3635.991	19:04
G458	317837.793	6384797.786	546.231	3636.011	19:14
G457	317737.495	6384798.495	550.680	3636.024	19:25
G456	317638.230	6384797.171	551.578	3635.958	19:35
G455	317537.313	6384793.682	553.598	3636.067	19:45
G454	317433.766	6384794.319	552.539	3636.085	19:55
G453	317333.034	6384792.654	557.450	3635.647	20:05
G452	317231.627	6384793.036	558.836	3635.474	20:16
G451	317137.934	6384788.762	562.213	3635.168	20:26
G402	317140.624	6384588.777	561.532	3635.738	20:46
G403	317235.707	6384588.503	558.015	3636.356	20:56
G404	317341.536	6384588.521	554.645	3636.465	21:07
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.385	21:19

Tabla A.12: Datos registrados el día 12/11/2021 con Scintrex CG5.

A.13. 13 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.176	11:30
G429	317431.267	6384681.632	550.619	4419.128	12:11
G430	317539.072	6384691.865	552.400	4419.365	12:19
G431	317631.684	6384691.101	550.496	4419.443	12:27
G432	317743.808	6384695.611	547.694	4419.560	12:37
G433	317830.368	6384707.502	546.624	4419.570	12:48
G355	317028.137	6384310.826	579.760	4414.653	13:30
G352	316741.903	6384327.446	575.976	4416.307	13:52
G351	316635.638	6384256.465	587.525	4414.482	14:13
G350	316548.987	6384315.685	572.445	4417.001	14:22
G349	316406.972	6384314.314	587.930	4414.933	14:35
G348	316356.102	6384298.861	591.264	4415.232	14:52
G378	316441.543	6384491.805	577.980	4416.621	15:13
G379	316543.387	6384488.750	575.008	4416.869	15:23
G380	316642.670	6384498.752	574.172	4417.134	15:33
G381	316731.716	6384497.800	569.507	4417.471	15:43
G382	316841.960	6384484.694	569.939	4417.828	15:51
G383	316950.175	6384481.091	565.988	4418.100	16:05
G384	317035.812	6384483.129	563.659	4418.370	16:13
G385	317147.642	6384484.798	561.362	4418.679	16:27
G386	317241.553	6384497.434	562.728	4418.574	16:35
G497	316928.626	6385084.270	571.126	4415.940	18:31
G498	317036.052	6385073.688	569.556	4415.932	18:42
G475	317035.911	6384890.574	564.769	4417.334	18:54
G474	316925.079	6384883.874	567.776	4417.191	19:09
G473	316815.578	6384876.338	560.842	4417.311	19:21
G472	316733.353	6384886.450	573.382	4416.970	19:30
G471	316627.060	6384871.620	574.556	4416.941	19:45
G470	316530.680	6384878.619	574.885	4416.908	19:55
G469	316433.193	6384884.115	574.072	4416.695	20:05
G468	316352.927	6384900.807	579.713	4416.346	20:15
G418	316348.141	6384660.138	575.071	4416.156	20:30
G419	316439.649	6384660.846	579.308	4416.342	20:38
G420	316543.599	6384684.034	574.025	4417.122	20:49
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.265	21:38

Tabla A.13: Datos registrados el día 13/11/2021 con Scintrex CG3.

A.14. 13 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.445	11:30
G404	317341.147	6384587.362	553.979	3636.511	12:05
G405	317443.526	6384592.283	551.729	3636.388	12:14
G406	317550.093	6384598.197	552.661	3636.445	12:23
G407	317633.993	6384597.910	552.159	3636.804	12:31
G408	317739.732	6384600.833	548.291	3636.964	12:40
G409	317833.945	6384611.809	547.009	3636.529	12:54
G370	317210.221	6384387.383	599.295	3628.141	13:32
G369	317044.550	6384379.100	546.948	3635.102	13:50
G368	316940.548	6384422.125	567.517	3635.266	14:03
G367	316840.577	6384367.634	566.122	3634.852	14:17
G366	316740.801	6384405.145	565.988	3634.779	14:29
G365	316649.731	6384403.665	571.434	3634.582	14:43
G364	316547.602	6384405.257	574.761	3634.289	14:54
G363	316437.268	6384400.170	578.341	3633.801	15:03
G362	316347.141	6384398.376	581.349	3633.348	15:12
G394	316341.368	6384582.024	579.132	3633.324	15:23
G395	316438.034	6384584.548	581.901	3633.700	15:32
G396	316542.169	6384587.831	575.409	3633.882	15:43
G397	316638.691	6384600.175	571.617	3634.272	15:55
G398	316740.536	6384600.592	572.257	3634.285	16:05
G399	316841.896	6384584.011	569.768	3634.792	16:13
G400	316939.586	6384583.320	564.804	3635.230	16:25
G401	317038.167	6384579.829	562.524	3635.584	16:36
G509	316924.596	6385181.513	578.108	3631.309	18:34
G508	317028.507	6385140.340	585.221	3629.849	18:50
G488	317036.994	6384985.921	562.506	3634.441	19:03
G487	316935.617	6384984.564	565.636	3634.415	19:15
G486	316827.557	6384981.029	568.013	3634.199	19:26
G485	316738.174	6384975.318	570.895	3633.837	19:37
G484	316636.434	6384947.734	572.665	3633.705	19:48
EX3	316547.653	6384958.746	578.355	3633.052	20:01
G443	316345.688	6384779.431	576.468	3634.088	20:22
G444	316447.164	6384775.991	573.732	3634.432	20:39
G445	316545.554	6384778.601	572.901	3634.415	20:58
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.420	21:33

Tabla A.14: Datos registrados el día 13/11/2021 con Scintrex CG5.

A.15. 14 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.398	11:59
G276	318822.966	6385524.772	536.431	4413.983	12:42
G277	318919.538	6385515.342	542.292	4412.100	13:03
G278	319013.519	6385530.176	550.563	4409.916	13:18
G279	319118.095	6385531.634	569.727	4406.772	13:45
G252	319282.599	6385331.668	596.941	4399.895	14:15
G251	319224.866	6385345.731	581.143	4402.710	14:31
G250	319118.122	6385344.435	567.756	4406.651	14:45
G249	319025.299	6385336.262	556.030	4409.492	14:57
G248	318928.830	6385318.090	547.579	4411.843	15:16
G220	319124.019	6385096.745	585.062	4404.895	15:40
G219	319030.045	6385131.474	557.697	4409.790	15:51
G218	318926.905	6385117.858	544.820	4413.023	16:04
G313	318438.201	6385947.923	549.146	4411.611	18:46
G314	318533.377	6385952.288	546.005	4411.995	18:56
G315	318605.933	6385948.583	541.146	4412.610	19:06
G316	318722.342	6385938.666	545.181	4411.923	19:27
G317	318804.498	6385953.529	543.077	4411.440	19:39
G318	318895.023	6385954.847	550.038	4410.642	19:49
G319	319015.176	6385952.084	552.774	4408.574	19:59
G320	319078.810	6385955.616	567.378	4405.040	20:09
G304	319091.592	6385726.088	572.143	4404.834	20:24
G303	319046.453	6385738.856	562.226	4406.935	20:34
G302	318924.191	6385742.077	541.130	4411.715	20:43
G301	318812.827	6385734.062	541.996	4412.934	20:52
G300	318721.103	6385739.787	541.340	4413.357	21:01
G299	318599.546	6385743.102	539.387	4414.024	21:12
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.413	21:53

Tabla A.15: Datos registrados el día 14/11/2021 con Scintrex CG3.

A.16. 14 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.480	11:54
G289	318825.709	6385631.279	536.976	3630.244	12:29
G290	318920.069	6385633.427	542.952	3628.788	12:39
G291	319023.277	6385634.105	556.101	3625.488	12:51
G292	319112.904	6385635.071	570.806	3622.130	13:06
G266	319216.270	6385440.068	581.426	3619.727	13:28
G265	319113.434	6385437.817	562.473	3624.171	13:43
G264	319027.313	6385439.435	552.827	3626.658	14:01
G263	318920.949	6385435.109	546.436	3629.080	14:15
G233	318924.985	6385229.325	548.639	3628.970	14:26
G234	319032.682	6385226.301	553.888	3626.387	14:42
G235	319123.470	6385227.671	570.430	3623.404	14:54
G236	319228.519	6385231.389	584.847	3619.529	15:19
G237	319337.528	6385231.584	605.927	3614.945	15:34
EX4	319421.956	6385232.945	625.300	3610.791	15:57
G321	318443.409	6386036.792	569.498	3625.042	18:51
G322	318519.025	6386036.459	555.019	3627.909	19:07
G323	318620.380	6386040.688	549.023	3628.816	19:16
G324	318715.244	6386040.753	546.427	3628.363	19:26
G325	318814.006	6386028.760	545.129	3627.883	19:38
G326	318908.357	6386039.302	545.805	3626.940	19:53
G327	319013.815	6386039.695	552.493	3625.255	20:04
G328	319102.451	6386043.013	572.146	3620.985	20:20
G312	319068.764	6385850.373	569.182	3622.113	20:39
G311	319019.355	6385837.463	554.635	3625.154	21:04
G310	318914.918	6385836.622	542.325	3628.282	21:17
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.529	21:52

Tabla A.16: Datos registrados el día 14/11/2021 con Scintrex CG5.

A.17. 15 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.552	11:40
G425	317045.891	6384682.379	561.676	4418.325	12:28
G424	316941.106	6384669.897	563.919	4418.299	12:38
G423	316834.497	6384679.110	567.079	4417.831	12:48
G422	316736.308	6384692.415	568.973	4417.737	12:58
G421	316634.094	6384670.122	571.657	4417.440	13:06
G420	316528.756	6384654.192	575.115	4417.212	13:37
G298	318513.087	6385736.403	540.737	4414.719	14:17
G297	318416.539	6385739.044	535.623	4415.335	14:28
G296	318356.377	6385747.317	556.681	4412.619	14:40
G295	318219.905	6385740.618	555.193	4413.331	14:49
G294	318117.351	6385755.421	561.681	4412.374	14:58
G293	318004.489	6385746.345	570.863	4410.742	15:11
G330	318563.048	6386141.193	559.470	4409.220	15:42
G331	318711.542	6386136.385	547.323	4410.278	15:52
G332	318812.337	6386125.734	557.402	4409.984	15:59
G333	318902.014	6386138.982	550.023	4409.286	16:12
G334	319017.817	6386141.287	551.890	4407.753	16:23
G335	319091.727	6386117.329	563.643	4404.933	16:34
G347	316257.205	6384281.701	588.441	4415.249	18:13
G346	316137.379	6384282.742	596.227	4414.008	18:22
G344	315936.182	6384274.689	619.358	4410.319	18:42
G343	315843.587	6384269.510	635.624	4408.205	18:53
G342	315759.476	6384279.400	644.929	4406.112	19:06
G372	315849.849	6384458.575	605.763	4413.067	19:19
G373	315937.877	6384483.363	591.643	4415.317	19:34
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.624	19:59

Tabla A.17: Datos registrados el día 15/11/2021 con Scintrex CG3.

A.18. 15 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.500	11:40
G450	317036.584	6384782.623	561.547	3634.935	12:29
G449	316934.226	6384781.027	565.241	3634.755	12:37
G448	316832.950	6384778.572	566.827	3634.680	12:48
G447	316735.726	6384790.119	569.858	3634.600	12:59
G446	316643.521	6384783.557	571.404	3634.443	13:10
G309	318815.806	6385824.295	541.107	3629.099	14:08
G308	318718.068	6385837.965	543.007	3629.653	14:17
G307	318610.783	6385840.854	539.328	3630.429	14:27
G306	318513.780	6385841.406	533.862	3631.165	14:39
G305	318410.721	6385842.415	545.724	3630.321	14:53
G336	318607.062	6386235.672	566.547	3624.632	15:40
G337	318711.215	6386234.846	558.013	3625.680	15:50
G338	318812.616	6386229.682	556.161	3625.494	16:01
G339	318910.088	6386234.485	551.383	3625.132	16:12
G340	319014.553	6386235.749	552.174	3624.293	16:24
G341	319113.287	6386233.391	560.466	3622.026	16:39
G361	316245.928	6384393.981	583.255	3633.082	18:28
G360	316148.626	6384391.699	589.252	3631.880	18:37
G359	316047.420	6384391.057	599.486	3630.457	18:46
G358	315949.543	6384390.339	607.198	3629.595	19:01
G357	315841.260	6384385.455	623.155	3626.973	19:14
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.530	19:55

Tabla A.18: Datos registrados el día 15/11/2021 con Scintrex CG5.

A.19. 16 de noviembre de 2020 (Scintrex CG3)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.798	11:34
G373	315937.273	6384484.460	593.889	4415.467	11:59
G374	316046.253	6384482.928	590.532	4415.530	12:12
G375	316155.395	6384475.887	584.415	4416.287	12:25
G376	316233.905	6384478.711	580.240	4416.846	12:36
G417	316244.867	6384654.109	582.832	4416.400	12:46
G416	316143.815	6384646.296	584.989	4416.166	12:58
G415	316034.678	6384646.327	587.309	4415.957	13:06
G414	315932.533	6384645.249	590.315	4415.745	13:17
G413	315847.159	6384637.979	591.712	4415.471	13:28
G459	315389.588	6384865.188	615.400	4411.606	14:04
G460	315529.132	6384844.505	585.604	4413.937	14:21
G461	315622.069	6384849.392	603.045	4414.224	14:32
G462	315719.645	6384855.366	592.799	4414.549	14:47
G463	315827.815	6384853.822	599.447	4414.984	15:03
G464	315942.831	6384863.727	590.544	4415.503	15:16
G465	316033.384	6384867.249	587.396	4416.107	15:28
G466	316142.776	6384863.154	584.336	4416.513	15:46
G467	316238.949	6384868.553	581.527	4416.498	16:06
G553	315931.249	6385066.880	599.911	4413.811	16:26
G545	315061.900	6385098.710	616.897	4412.067	18:50
G546	315214.090	6385063.770	614.080	4412.861	19:29
G547	315313.621	6385058.272	608.052	4413.421	20:11
G548	315411.909	6385062.980	606.206	4413.401	20:24
G549	315513.804	6385064.003	604.635	4413.771	20:34
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4427.909	21:15

Tabla A.19: Datos registrados el día 16/11/2021 con Scintrex CG3.

A.20. 16 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.544	11:31
G434	315432.710	6384742.145	616.327	3628.179	12:09
G435	315539.918	6384746.986	601.610	3630.609	12:21
G436	315635.466	6384752.499	599.080	3631.324	12:35
G437	315732.489	6384750.798	595.577	3631.604	12:45
G438	315839.617	6384749.981	590.757	3631.915	12:59
G439	315937.251	6384756.184	590.722	3632.156	13:09
G440	316036.820	6384764.299	586.243	3632.501	13:19
G441	316146.077	6384766.754	584.072	3633.109	13:33
G442	316241.011	6384771.538	579.067	3633.756	13:48
G393	316239.616	6384584.746	583.590	3633.231	14:11
G392	316147.285	6384578.101	584.738	3632.916	14:20
G391	316037.702	6384573.568	585.674	3632.813	14:30
G390	315942.584	6384568.335	588.947	3632.590	14:38
G389	315843.598	6384563.714	594.723	3632.312	14:52
G388	315736.442	6384559.590	599.454	3630.899	15:09
G387	315638.070	6384551.518	613.345	3628.581	15:22
EX5	315540.758	6384547.630	639.576	3623.607	15:44
G544	316022.547	6384974.187	586.526	3632.061	16:31
G543	315930.280	6384973.645	593.561	3632.374	16:44
G542	315828.671	6384969.113	595.372	3631.557	16:55
G541	315722.791	6384964.906	598.006	3631.222	18:30
G540	315625.233	6384964.642	601.944	3630.819	18:41
G539	315521.496	6384957.936	602.996	3630.588	18:49
G538	315415.705	6384953.617	605.230	3630.302	19:01
G537	315313.369	6384956.701	609.687	3629.497	19:14
G550	315724.240	6385069.020	597.849	3630.664	20:25
G549	315618.597	6385064.897	602.845	3630.399	20:45
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.619	21:13

Tabla A.20: Datos registrados el día 16/11/2021 con Scintrex CG5.

A.21. 17 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4428.050	11:36
G33	319055.015	6383822.368	521.817	4420.409	11:56
G34	319108.646	6383828.132	533.729	4417.395	12:06
G17	319132.137	6383728.937	538.149	4416.845	12:16
G16	319040.703	6383717.137	519.123	4421.115	12:28
G15	318962.952	6383718.315	518.185	4421.697	12:39
G32	318960.500	6383811.622	520.053	4421.129	13:07
G31	318850.633	6383815.992	518.342	4421.770	13:22
G14	318852.446	6383700.484	519.254	4422.226	13:32
G13	318758.717	6383715.443	519.151	4422.285	13:45
G12	318655.228	6383709.319	528.932	4422.419	14:03
G11	318553.937	6383714.282	520.499	4422.422	14:12
G10	318455.979	6383710.060	520.698	4422.663	14:28
G9	318356.889	6383720.067	523.207	4422.733	14:37
G8	318255.570	6383716.797	524.643	4422.906	14:48
G20	317746.297	6383802.417	524.211	4425.363	15:18
G19	317645.879	6383801.533	516.861	4425.394	15:31
G18	317541.311	6383817.149	534.464	4423.879	15:50
C13	319170.478	6380386.970	493.171	4432.894	19:38
C14	319279.557	6380402.921	494.346	4432.262	19:58
C15	319398.139	6380420.582	495.340	4431.385	20:09
C16	319485.157	6380433.805	497.364	4430.585	20:19
C17	319589.376	6380446.345	499.053	4429.559	20:26
C18	319673.625	6380446.557	500.068	4428.803	20:34
C23	320099.033	6380741.606	510.505	4425.309	22:21
C22	320049.530	6380704.182	508.447	4425.870	22:34
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	4428.037	23:05

Tabla A.21: Datos registrados el día 17/11/2021 con Scintrex CG3.

A.22. 17 de noviembre de 2020 (Scintrex CG5)

Estación	X [m]	Y [m]	Z[m]	Datos [mgal]	Hora [utc]
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.623	11:27
G83	317842.043	6384200.745	544.591	3637.280	12:15
G84	317945.131	6384199.639	533.372	3639.180	12:39
G85	318048.348	6384203.152	532.894	3638.563	13:09
G86	318150.353	6384209.040	532.593	3638.187	13:17
G87	318246.358	6384207.757	535.233	3637.791	13:25
G73	318450.492	6384112.097	530.506	3637.342	13:37
G72	318353.427	6384112.568	531.574	3637.543	13:47
G71	318252.727	6384109.015	531.262	3638.153	13:53
G56	318256.154	6384008.075	527.859	3638.560	14:04
G55	318151.687	6384009.391	528.682	3638.843	14:19
G70	318147.960	6384107.983	530.860	3638.385	14:28
G69	318049.975	6384106.932	533.150	3638.886	14:37
G54	318053.737	6384004.739	530.577	3639.177	14:45
G68	317950.354	6384104.776	534.345	3639.406	14:55
G53	317950.862	6384003.451	531.309	3639.876	15:04
G52	317846.335	6383999.145	537.691	3639.752	15:15
G67	317856.458	6384101.257	534.121	3639.496	15:30
C3	318204.015	6380136.652	484.241	3654.231	19:03
C4	318299.388	6380160.779	484.465	3653.919	19:10
C5	318399.377	6380182.825	486.390	3653.228	19:17
C6	318495.331	6380205.946	486.621	3652.530	19:28
C7	318590.689	6380227.783	486.582	3651.837	19:35
C8	318684.046	6380250.125	487.551	3651.235	19:41
C9	318777.088	6380270.480	488.885	3650.713	19:49
C10	318872.783	6380294.044	490.859	3650.361	19:57
C11	318976.523	6380341.121	490.148	3650.085	20:16
C12	319073.294	6380366.307	493.094	3649.760	20:25
C1	318028.191	6380094.316	500.789	3651.771	21:01
C2	318095.079	6380110.104	484.764	3654.705	21:12
C19	319778.421	6380531.760	502.759	3644.178	22:19
C20	319860.225	6380591.862	510.594	3643.778	22:28
C21	319954.073	6380644.868	508.072	3643.167	22:36
BASE	317490.267	6383482.115	517.574	3644.680	23:01

Tabla A.22: Datos registrados el día 17/11/2021 con Scintrex CG5.

Anexo B. Modelado de perfiles 2D

A continuación se presentan los perfiles no mostrados en la sección de resultados, utilizados para la construcción del mapa de elevación de basamento y espesor sedimentario (Figuras 7.8 y 7.9).

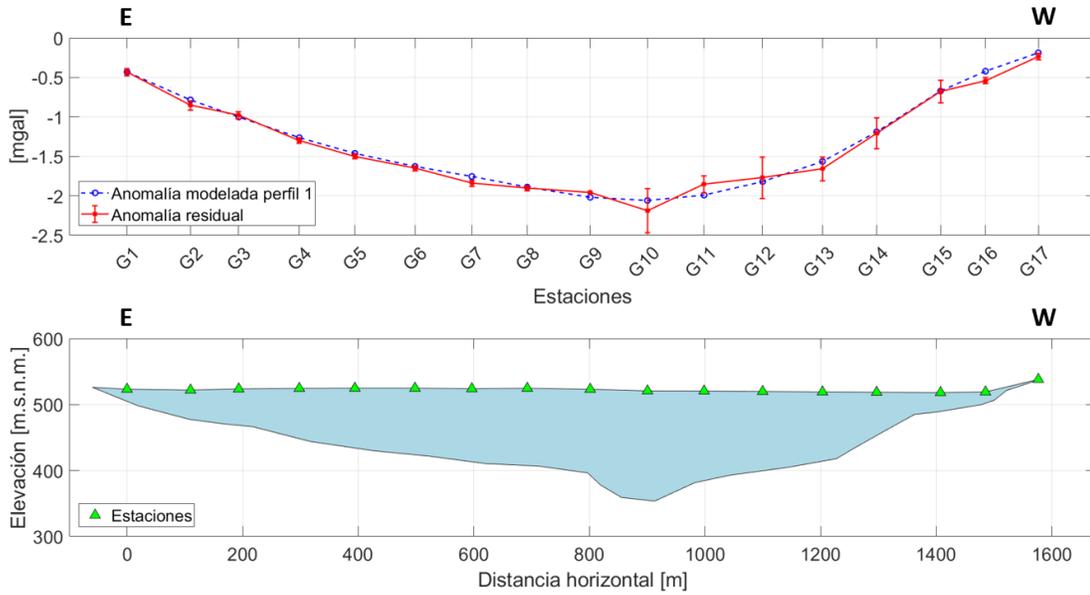


Figura B.1: Perfil gravimétrico 1. $|e|_1=0,055$.

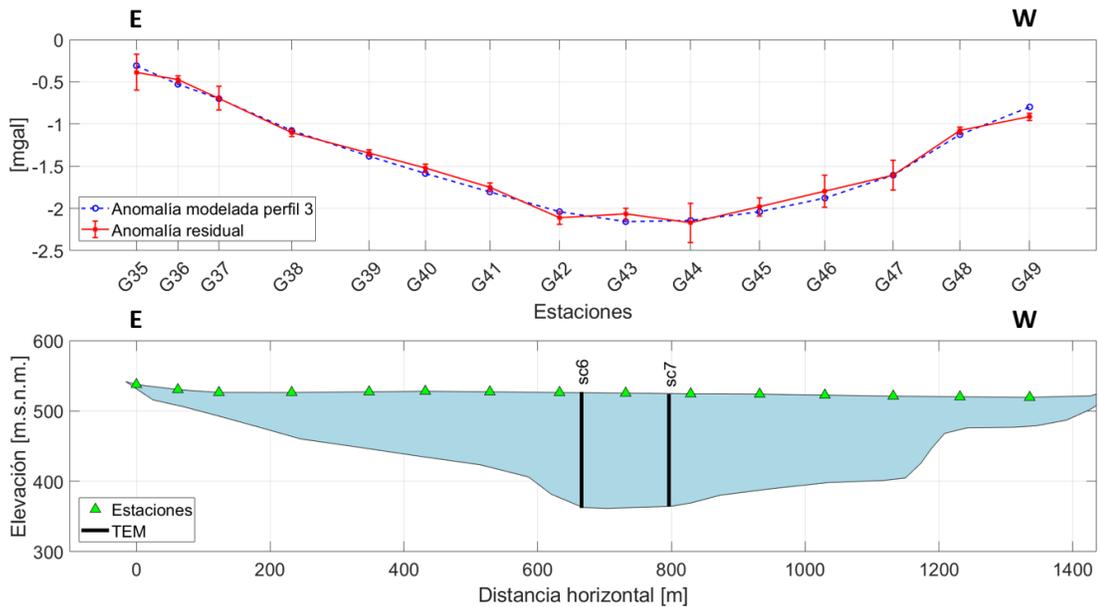


Figura B.2: Perfil gravimétrico 3. $|e|_1=0,055$.

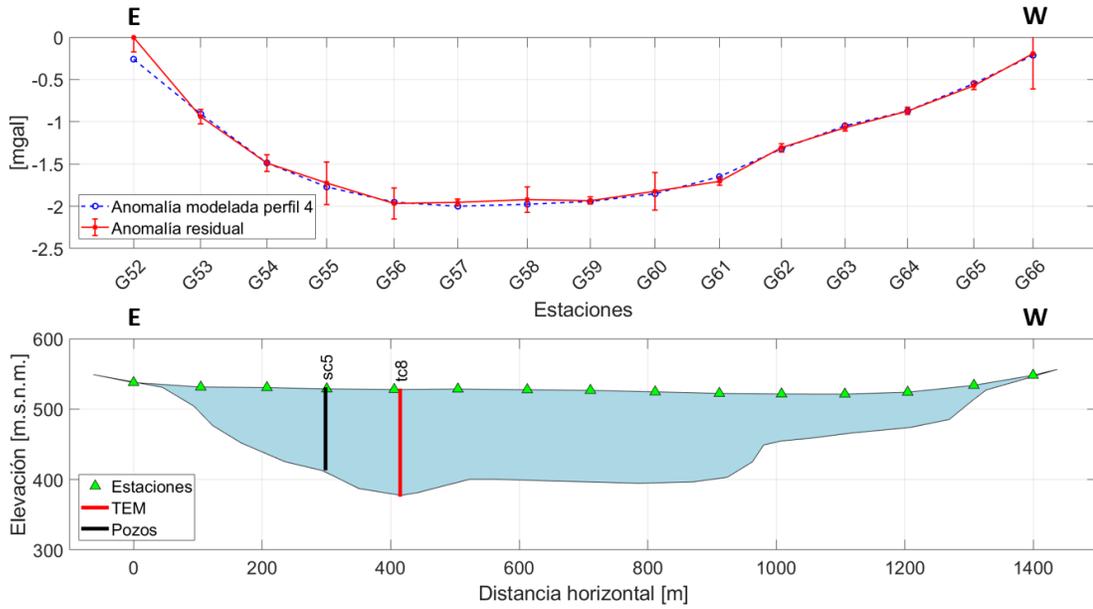


Figura B.3: Perfil gravimétrico 4. $|e|_1=0,042$.

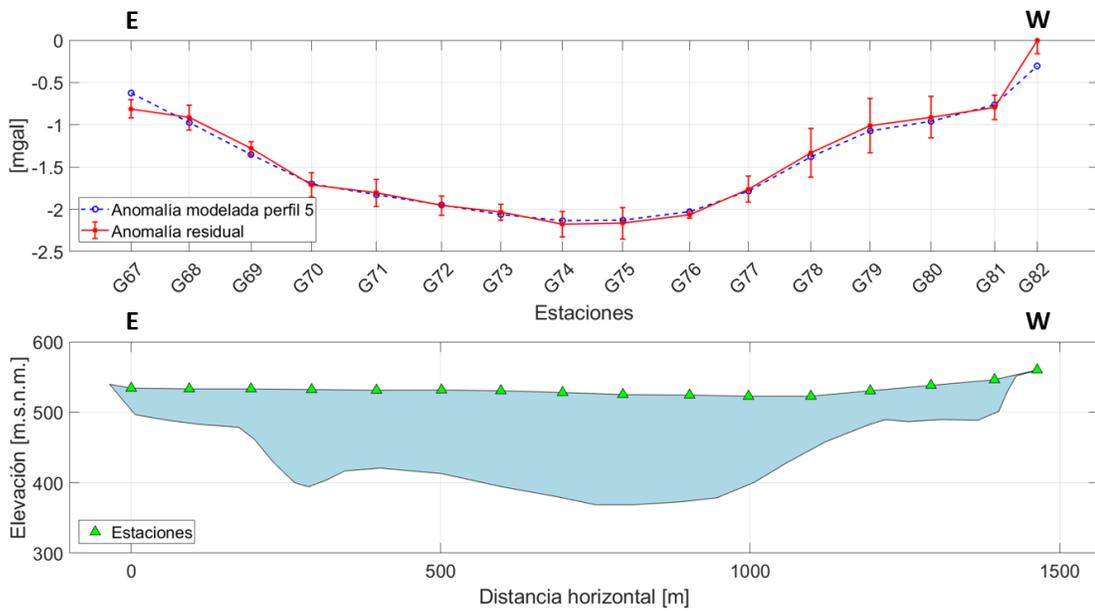


Figura B.4: Perfil gravimétrico 5. $|e|_1=0,063$.

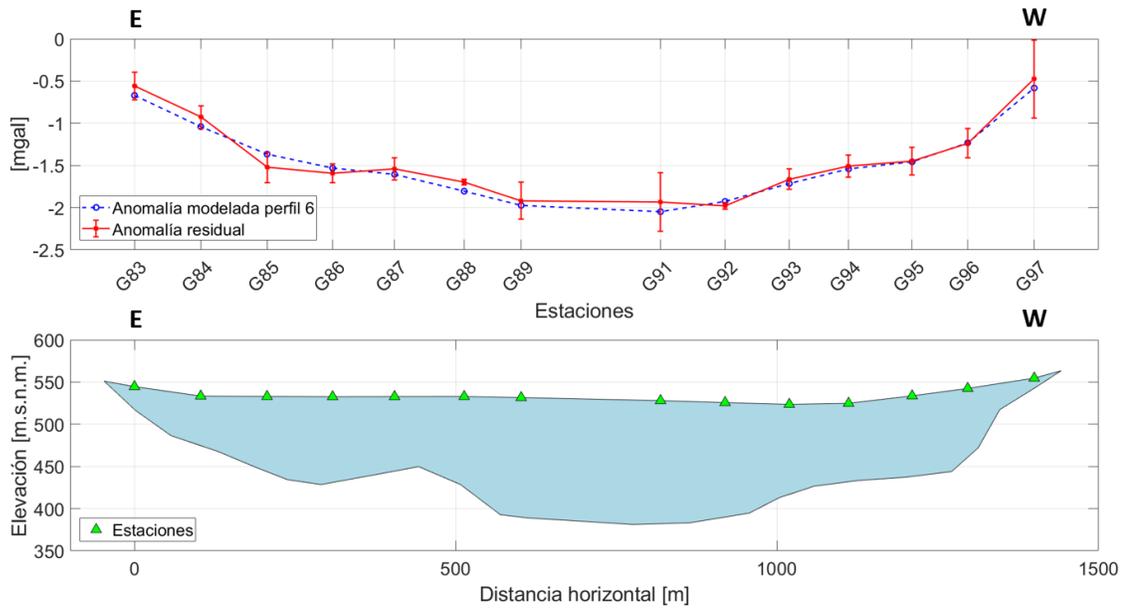


Figura B.5: Perfil gravimétrico 6. $|e_1|=0,075$.

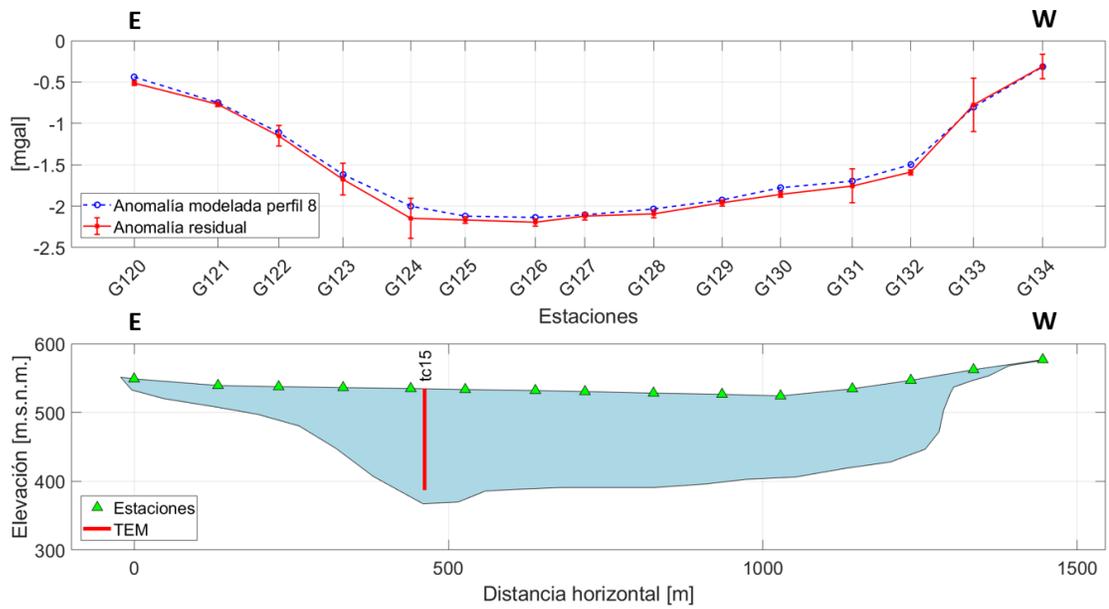


Figura B.6: Perfil gravimétrico 8. $|e_1|=0,054$.

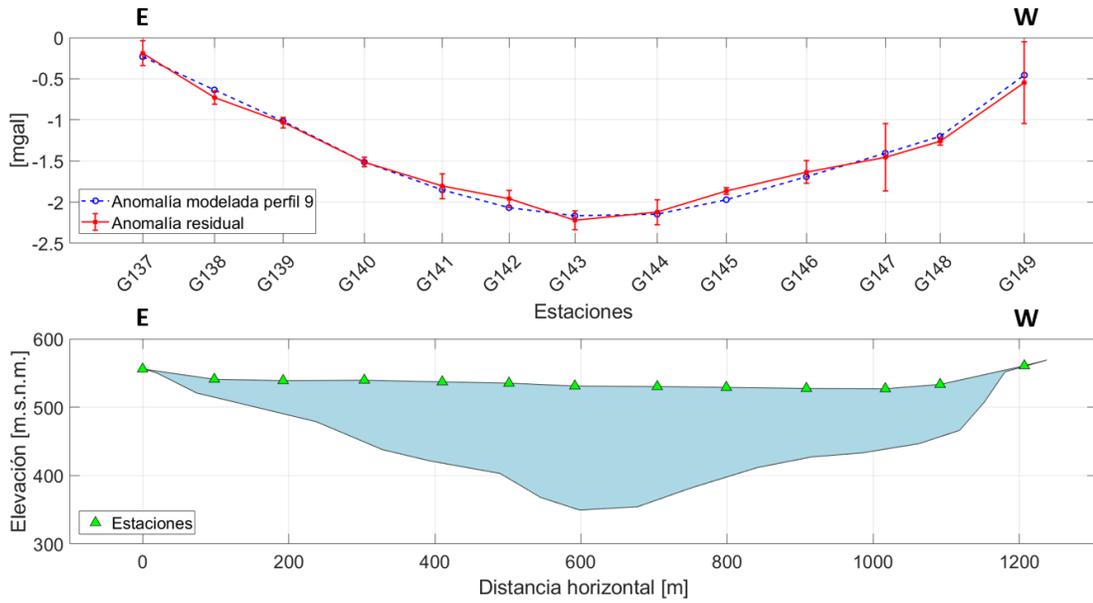


Figura B.7: Perfil gravimétrico 9. $|e|_1=0,057$.

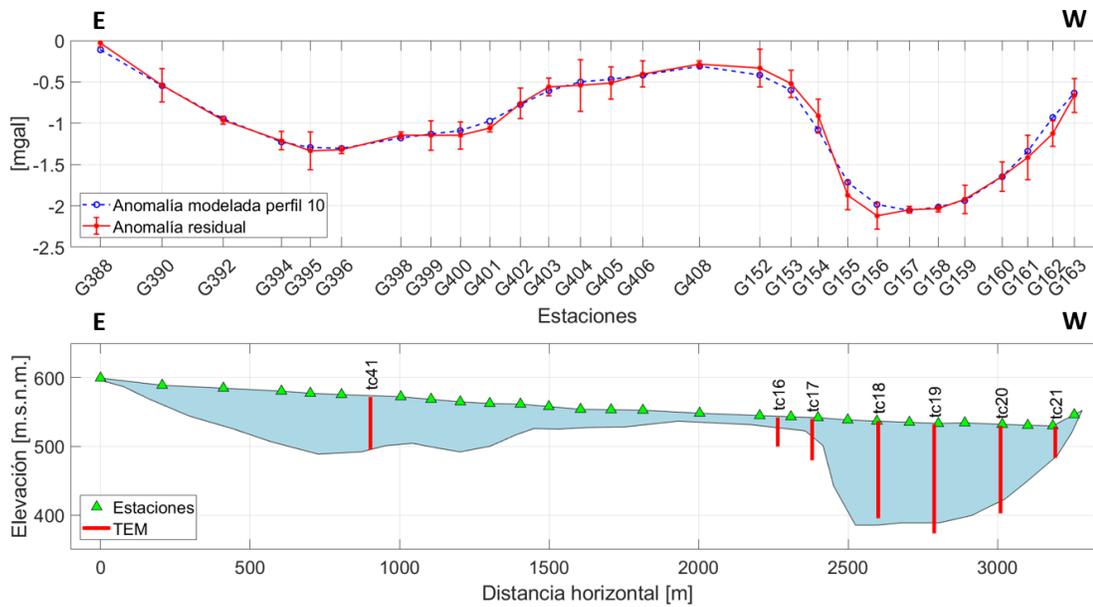


Figura B.8: Perfil gravimétrico 10. $|e|_1=0,055$.

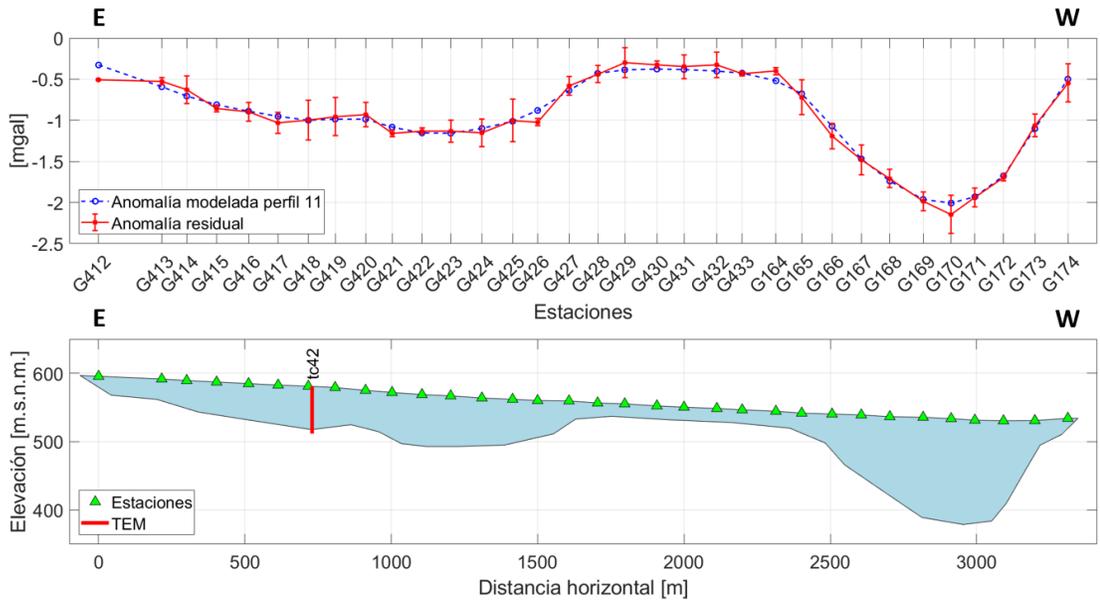


Figura B.9: Perfil gravimétrico 11. $|e_1|=0,054$.

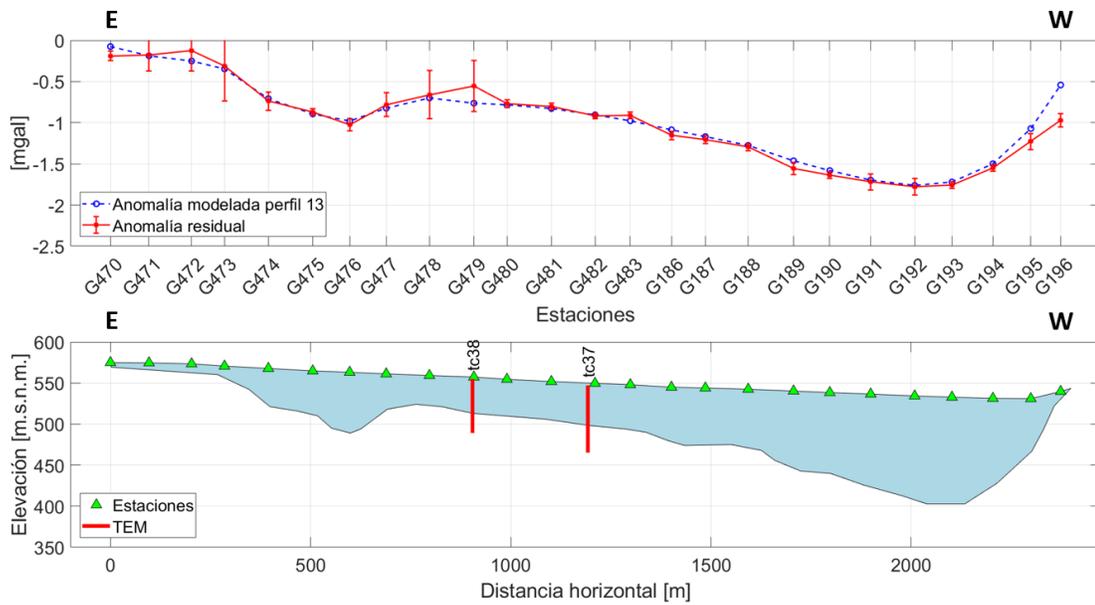


Figura B.10: Perfil gravimétrico 13. $|e_1|=0,071$.

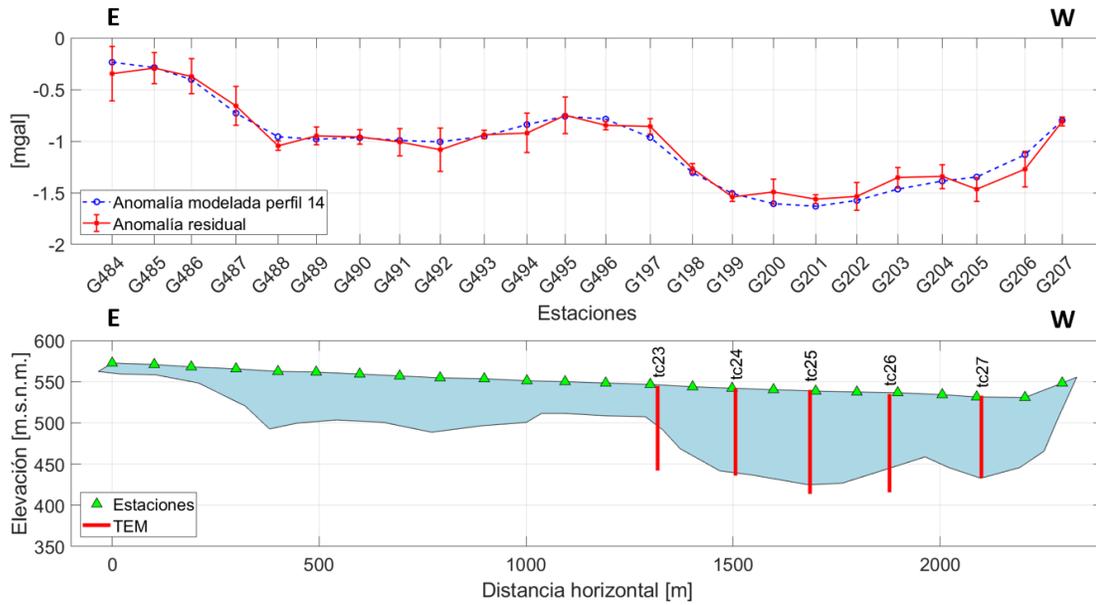


Figura B.11: Perfil gravimétrico 14. $|e|_1=0,059$.

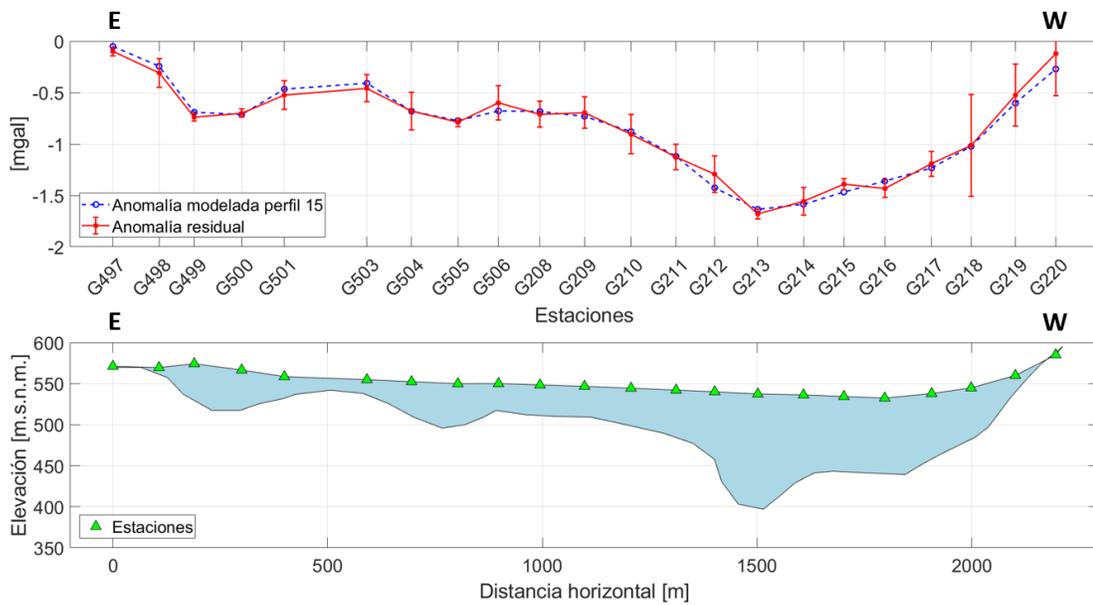


Figura B.12: Perfil gravimétrico 15. $|e|_1=0,050$.

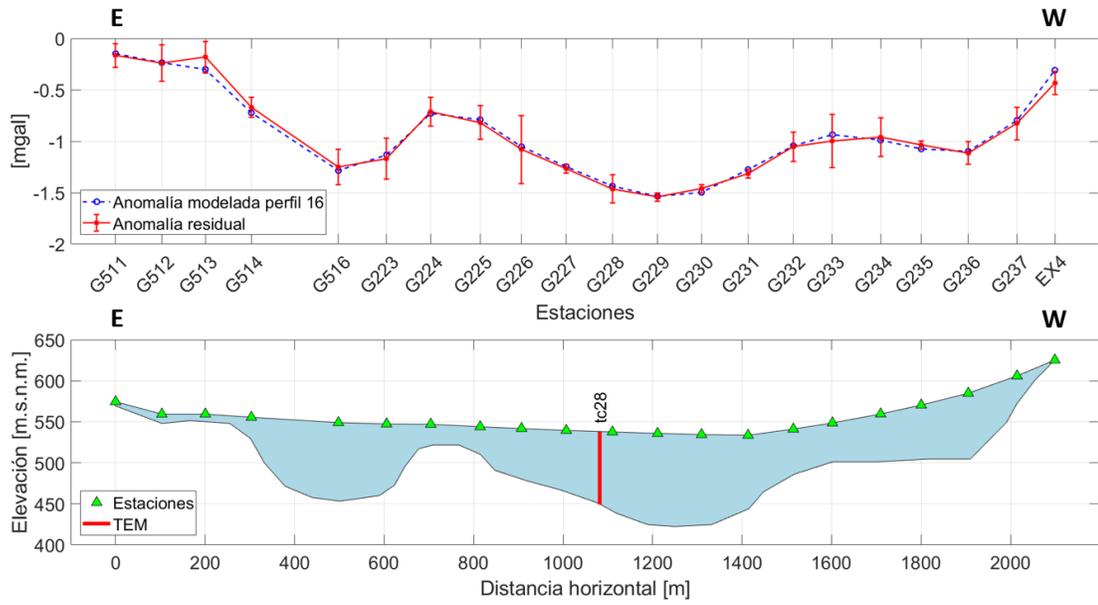


Figura B.13: Perfil gravimétrico 16. $|e|_1=0,037$.

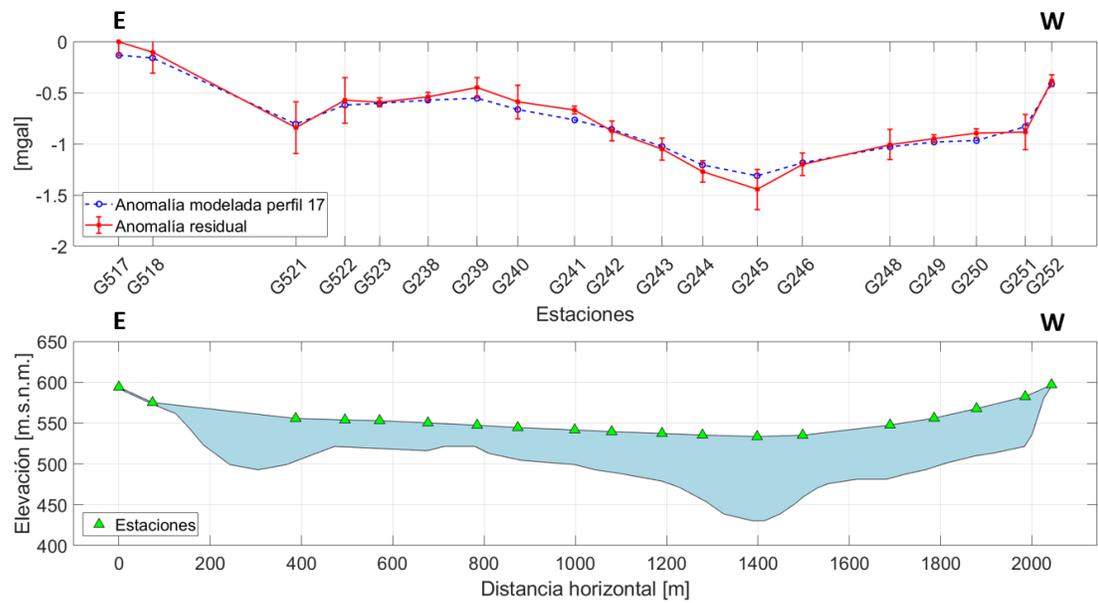


Figura B.14: Perfil gravimétrico 17. $|e|_1=0,055$.

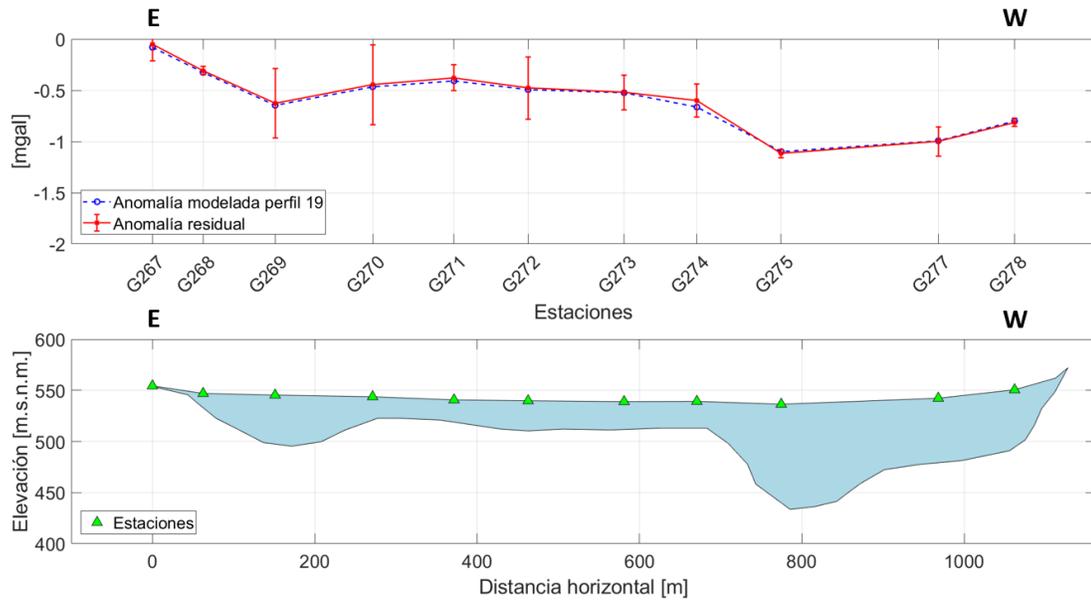


Figura B.15: Perfil gravimétrico 19. $|e_1|=0,021$.

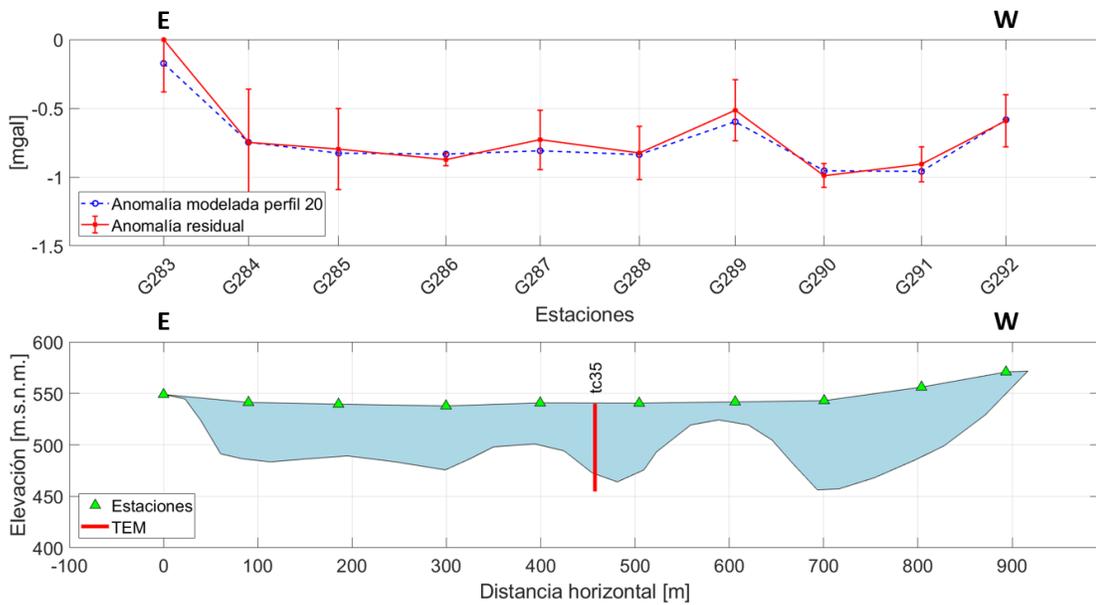


Figura B.16: Perfil gravimétrico 20. $|e_1|=0,051$.

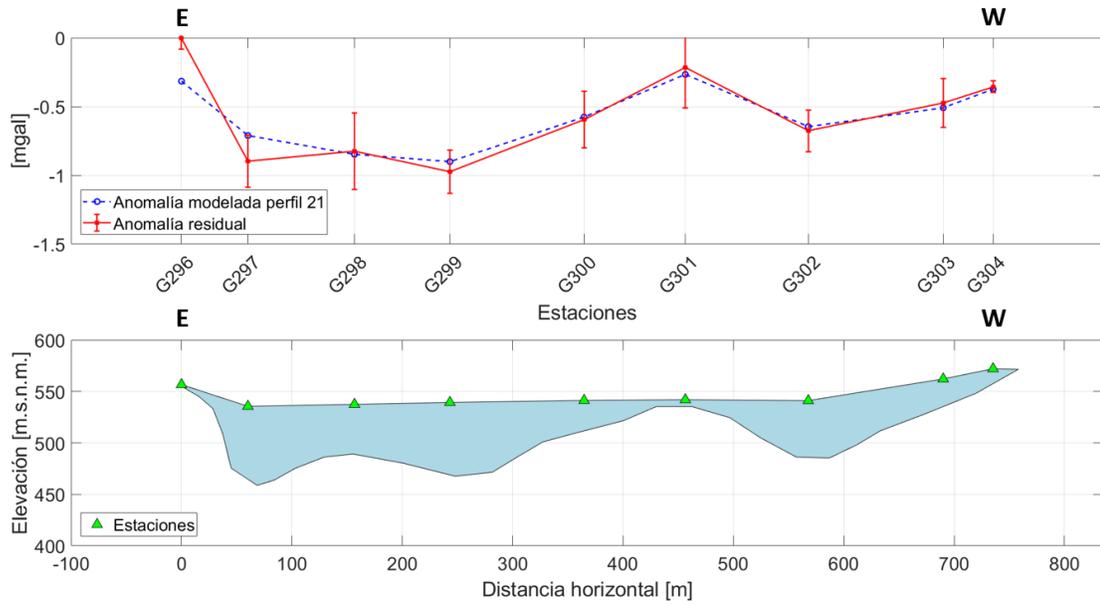


Figura B.17: Perfil gravimétrico 21. $|e|_1=0,083$.

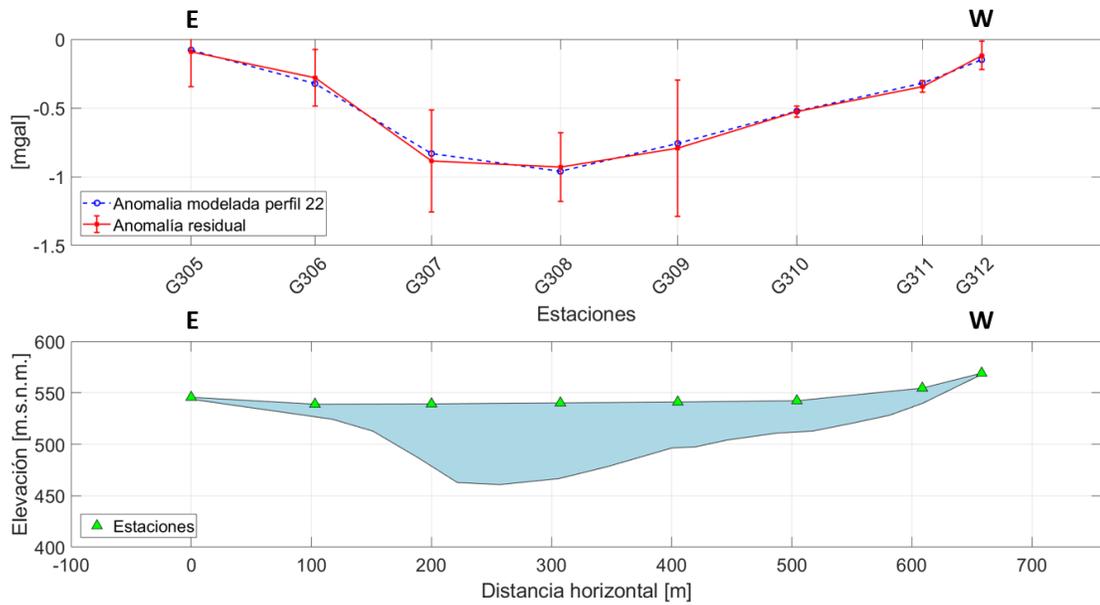


Figura B.18: Perfil gravimétrico 22. $|e|_1=0,0296$.

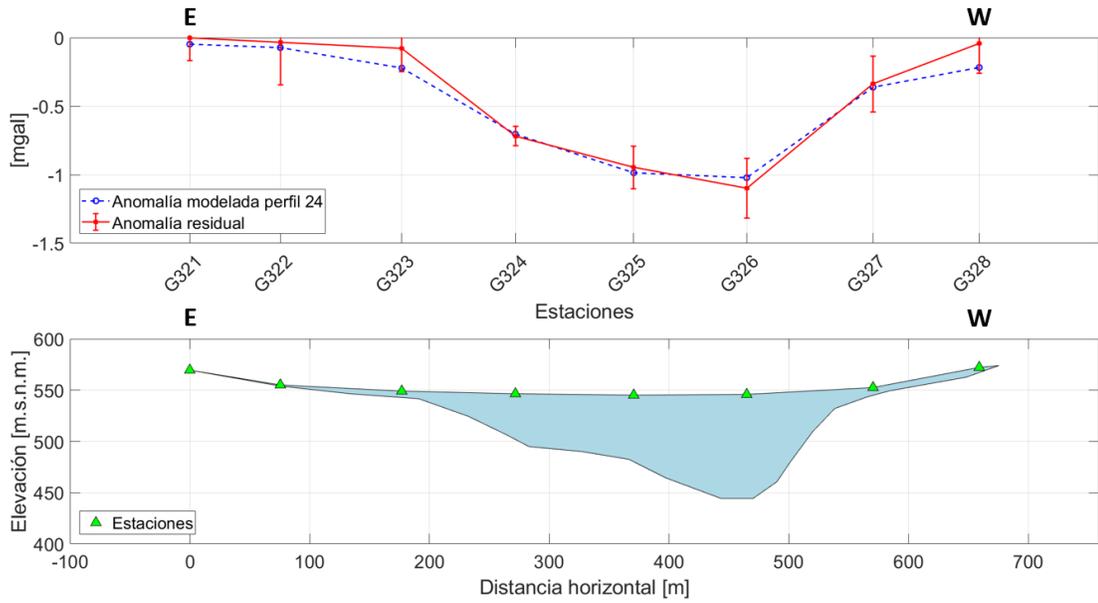


Figura B.19: Perfil gravimétrico 24. $|e|_1=0,069$.

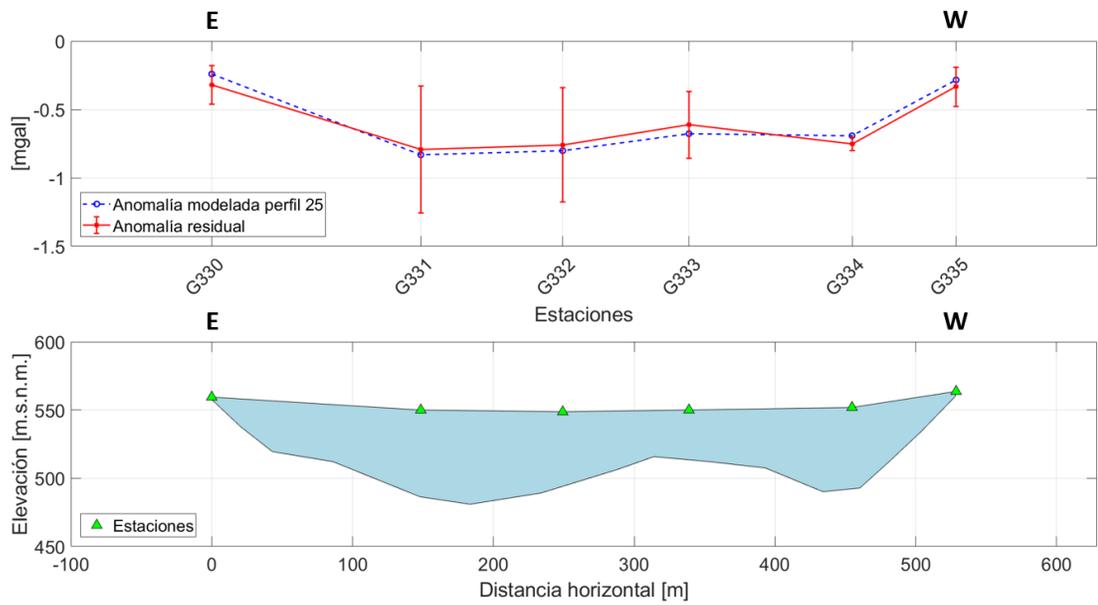


Figura B.20: Perfil gravimétrico 25. $|e|_1=0,055$.

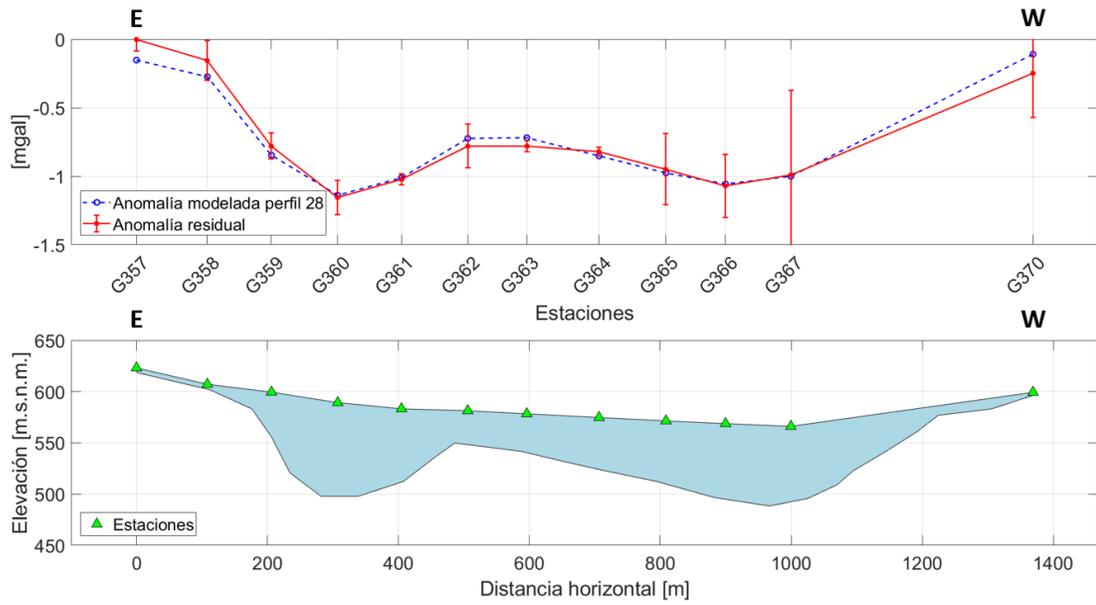


Figura B.21: Perfil gravimétrico 28. $|e|_1=0,059$.

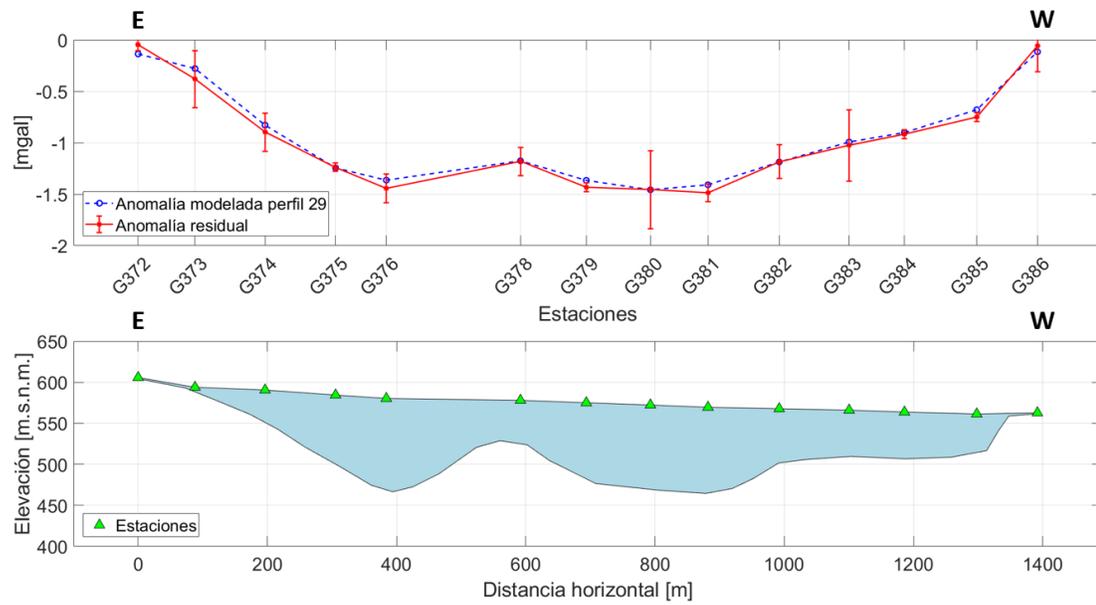


Figura B.22: Perfil gravimétrico 29. $|e|_1=0,048$.

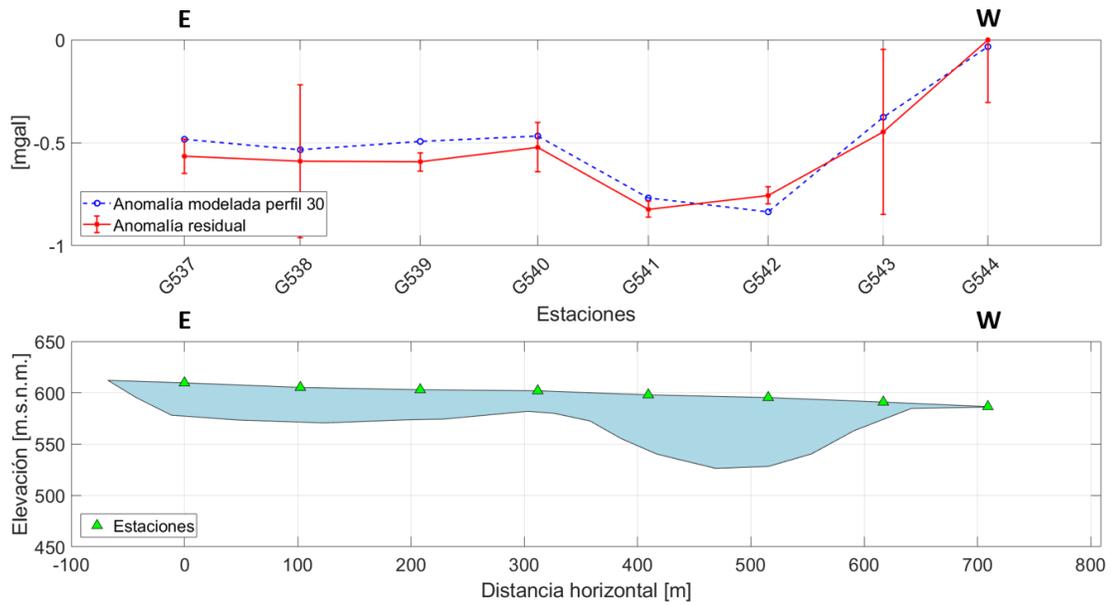


Figura B.23: Perfil gravimétrico 30. $|e_1|=0,063$.

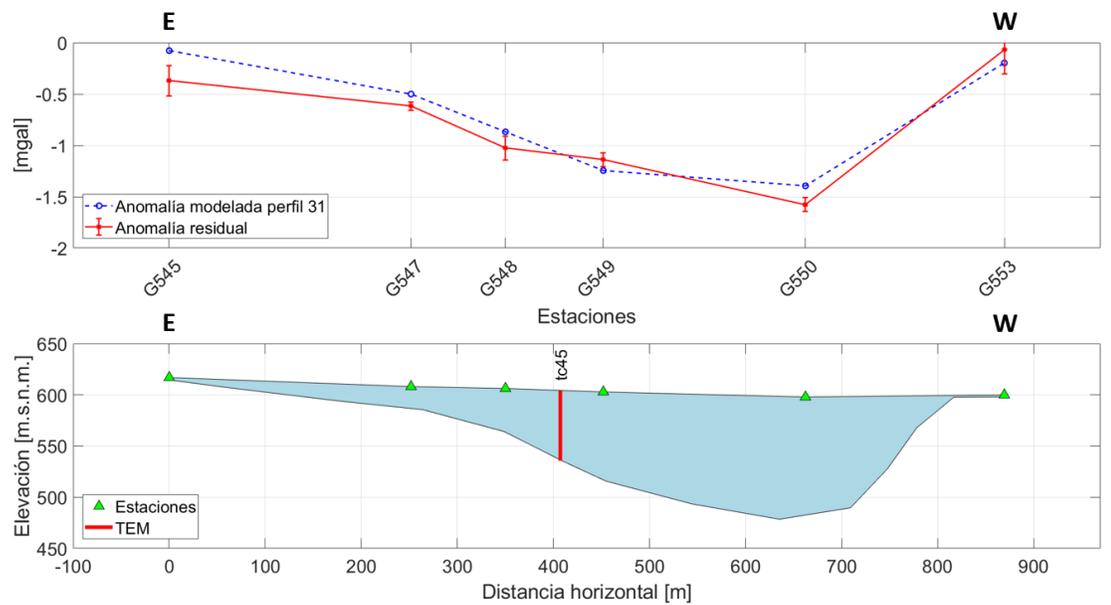


Figura B.24: Perfil gravimétrico 31. $|e_1|=0,164$.

Anexo C. Anomalía residual y filtrado

La Figura C.1 muestra la anomalía residual obtenida mediante la extracción de la tendencia regional a cada uno de los perfiles, y los datos filtrados por continuación ascendente de $z = 50$ [m].

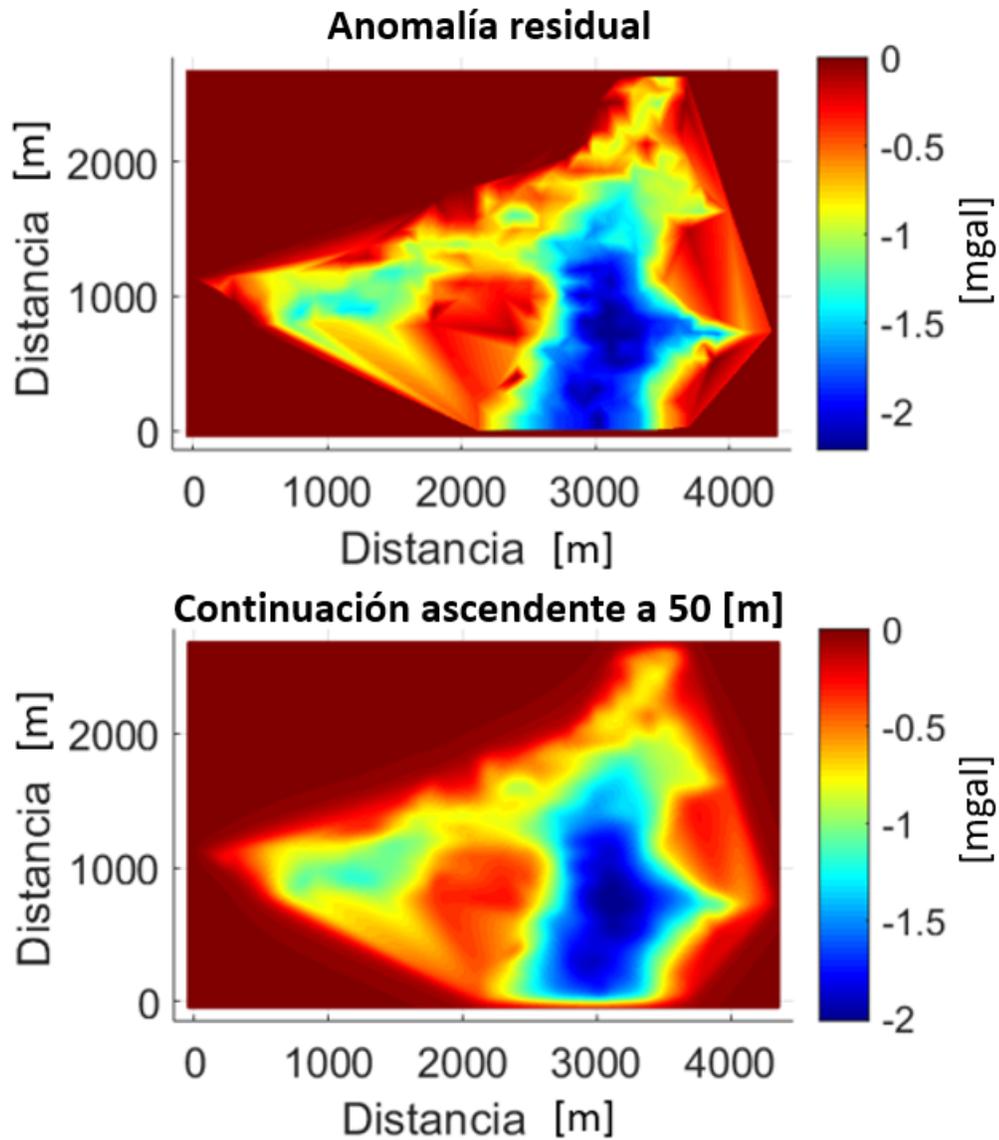


Figura C.1: Filtro de continuación ascendente aplicado a los datos de anomalía residual para $z = 50$ [m].