

**MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN PARA LA CREACIÓN DE  
SUPERFICIES DE BASAMENTOS ROCOSOS: REVISIÓN,  
COMPARACIÓN, E IMPLICANCIAS EN ASPECTOS  
HIDROGEOLÓGICOS.**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar  
al Título de Geólogo

ARIEL ESTEBAN ZÚÑIGA SAN MARTÍN

Profesor guía:

NICOLÁS RAMÍREZ NEILSON

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

CAMILO SÁNCHEZ YÁÑEZ

SEBASTIÁN GARCÍA CÁRDENAS

SANTIAGO DE CHILE

Diciembre, 2020

## RESUMEN

La baja densidad de muestras, su distanciamiento, y las distintas fuentes disponibles, así como también la baja conciencia de los parámetros necesarios para interpolar y los tipos de interpolación, muestran ser las principales falencias a la hora de estimar superficies de basamento rocosos para la creación de modelos hidrogeológicos. La omisión de estas variables resulta de particular interés, puesto que una representación simplista de la geometría del basamento puede tener incidencia directa en los volúmenes de espesor saturado considerado, así como también en una eventual modelación numérica del acuífero.

A lo largo de este trabajo se aborda esta problemática, desde el diseño de una base de datos que incluya mayores fuentes de información, como pozos, gravimetría, sondeos eléctricos verticales, nanoTEM, y un modelo digital de elevación; su manejo, análisis y segregación, hasta análisis variográficos; estimación por kriging ordinario, kriging ordinario con restricción por tipo de muestra, kriging con deriva externa, y kriging con anisotropía variable; y la correspondiente validación cruzada a cada una las superficies. Además, de una estimación simple de volúmenes de agua subterráneos, para obtener atisbos de posibles impactos directos que puede tener la superficie del basamento rocoso en un modelo conceptual hidrogeológico.

Lo anterior se empleó en la Cuenca del Estero Casablanca, con resultados favorables, tanto en términos de continuidad como en volúmenes de agua estimada, al utilizar kriging con restricción por tipo de muestra. Lo que se relaciona a una mejor selectividad de datos a la hora de estimar, disminuyendo la influencia de información proveniente de la cuenca sedimentaria, la cual tiende a distorsionar la media de los datos.

Emplear la metodología propuesta a cuencas con características diferentes, requiere la atención a las siguientes variables: geografía, geomorfología y morfometría de la cuenca; estructuras geológicas y tipo de basamento; fuentes de información, número de muestras para estimar y su distanciamiento; así como orientación de anisotropías, y método de interpolación. Mientras que la confiabilidad está sujeta a: objetivos y escalas de modelación; la geometría del acuífero y su interacción con estructuras geológicas; la consistencia entre la resolución deseada para el modelo numérico y la del basamento; y las abundancia y distribución de las fuentes de información.

## DEDICATORIAS

*"Quien dice luchar contra monstruos debiera asegurarse de no convertirse, en el proceso, en un monstruo más. Si miras hacia el abismo lo suficiente, el abismo mirará de vuelta."*

*Friedrich Nietzsche*

*"La opinión de 10.000 hombres no tiene ningún valor si ninguno de ellos sabe nada sobre el tema."*

*Marco Aurelio*

# ÍNDICE DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Hipótesis.....	3
1.2. Objetivo General.....	3
1.3. Objetivos Específicos .....	3
1.4. Ubicación del Caso de Estudio .....	4
2. MARCO TEÓRICO .....	5
2.1. Geoestadística.....	5
2.1.1. Modelos.....	5
2.1.2. Variable Aleatoria .....	5
2.1.3. Función Aleatoria.....	6
2.1.4. Variograma Experimental .....	8
2.1.5. Métodos de Estimación .....	10
2.1.6. Otros Estimadores Usados Para Superficies .....	15
2.2. Clasificación de Cuencas Hidrográficas.....	17
3. METODOLOGÍAS.....	21
3.1. Clasificación de la Cuenca en Estudio .....	21
3.2. Generación del Basamento Rocoso en Profundidad.....	21
3.2.1. Elaboración de Base de Datos .....	21
3.2.2. Análisis de Datos.....	22
3.2.3. Estudio Variográfico .....	23
3.2.4. Estimación.....	23
3.2.5. Validación de la Estimación.....	25
3.3. Estimación del Volumen de Agua Subterránea Almacenada .....	26
4. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	27
4.1. Geología Regional .....	27
4.2. Geología Local .....	29

4.2.1. Geomorfología.....	29
4.2.2. Unidades Geológicas .....	31
4.2.3. Geología Estructural.....	34
4.3. Hidrogeología Local.....	36
4.3.1. Geometría del Acuífero.....	36
4.3.2. Niveles Piezométricos .....	39
4.3.3. Balance Hídrico .....	40
5. RESULTADOS .....	42
5.1. Base de Datos .....	42
5.1.1. Distribución de los Datos .....	42
5.1.2. Estadística Variable Continua.....	44
5.1.3. Estadística Variable Continua por Valles .....	45
5.2. Análisis Variográfico .....	47
5.3. Estimación .....	51
5.3.1. Parámetros de Estimación por Kriging.....	52
5.3.2. Estadística de las Estimaciones .....	55
5.3.3. Superficies Estimadas .....	57
5.4. Validación de Interpolaciones .....	59
5.5. Distribución Espacial de Profundidades del Basamento Rocososo .....	67
5.6. Estimación del Agua Subterránea Almacenada .....	68
6. DISCUSIONES .....	71
6.1. Base de Datos .....	71
6.2. Variografía .....	71
6.3. Estimación .....	72
6.4. Validación .....	74
6.5. Geología.....	74
6.6. Hidrogeología .....	76

6.7. Metodología.....	77
7. CONCLUSIONES .....	80
8. RECOMENDACIONES Y LIMITACIONES.....	82
9. BIBLIOGRAFÍA.....	83
10. ANEXOS.....	89

SOLO USO ACADÉMICO

## Índice de Figuras

<b>Figura 1.1.</b> Ubicación de la zona de estudio y subdivisión de los valles dentro de la cuenca. Elaboración propia en base a delimitación DGA/Rizzo (2015). .....	4
<b>Figura 2.1.</b> Partes del variograma. Extraído y modificado de Rossi & Deutsch (2013). .....	7
<b>Figura 2.2.</b> Parámetros de tolerancia para el cálculo del variograma experimental. Extraído y modificado de Deutsch (2015). .....	9
<b>Figura 4.1.</b> Morfoestructuras principales de la zona central de Chile y ubicación (estrella) de la zona de estudio. Extraído y modificado de Fock (2005) .....	27
<b>Figura 4.2.</b> Geología regional de la zona centro de Chile y ubicación (estrella) de la zona de estudio. Extraído y modificado de Farias (2007). .....	28
<b>Figura 4.3.</b> Ubicación de los valles y red de drenaje principal dentro de la Cuenca del Estero Casablanca. Elaboración propia. ....	30
<b>Figura 4.4.</b> Mapa Geológico Regional reducido de escala 1:100.000 de la Cuenca del Estero Casablanca. Extraído y modificado de Gana et al. (1996). ....	34
<b>Figura 4.5.</b> Fallas observadas, inferidas, y cubiertas en la zona de estudio. Elaboración propia en base a datos de Sabaj (2008). ....	36
<b>Figura 4.6.</b> Diferencias entre delimitaciones de la cuenca sedimentaria realizadas el año 1991 y 2015. Extraído y modificado de DGA/Rizzo (2015). ....	37
<b>Figura 4.7.</b> A) Ubicación de mediciones gravimétricas realizadas dentro de la Cuenca del Estero Casablanca. Elaboración propia en base a datos de DGA/AC Ingenieros (1991) y DGA/Rizzo (2015); y B) Profundidad (m s.n.m.) del basamento rocoso de la Cuenca del Estero Casablanca. Extraído y modificado de DGA/Rizzo (2015). ....	38
<b>Figura 4.8.</b> A) Mapa piezométrico para el año 1991; B) Mapa piezométrico para el año 2004; C) Mapa piezométrico para el año 2015; y D) Mapa de isovariación de profundidades del nivel freático para mediciones del año 1991 versus 2015. Mapas digitalizados y extraídos de DGA/AC Ingenieros (1991), DGA (2004), DGA/Rizzo (2015), y DGA/Rizzo (2015), respectivamente. ....	40
<b>Figura 5.1.</b> Distribución de todas las muestras disponibles del basamento rocoso agrupadas por categorías. Elaboración propia. ....	43
<b>Figura 5.2.</b> Distribución de los valores medidos de la profundidad del basamento rocoso en m s.n.m. para cada dato. Elaboración propia. ....	44
<b>Figura 5.3.</b> Distribución de probabilidad acumulada para las cuatro categorías disponibles. GRA: Gravimetría; TEM: NanoTEM y sondeo eléctrico vertical; POZ: Perforaciones; CSE: Cuenca sedimentaria. Elaboración propia. ....	45

<b>Figura 5.4.</b> Diagramas de cajas para las cuatro subcuencas de la Cuenca del Estero Casablanca, y para cada categoría de medición. GRA: Gravimetría; TEM: NanoTEM y sondeo eléctrico vertical; POZ: Perforaciones; CSE: Cuenca sedimentaria Elaboración propia. ....	46
<b>Figura 5.5.</b> División en cuatro subcuencas y distribución de las dos categorías de datos: Mediciones in situ (gravimetría, GRA; nanoTEM y sondeos eléctricos verticales, TEM; y perforaciones, POZ) y Mediciones no in situ (cuenca sedimentaria, CSE). Elaboración propia. ....	47
<b>Figura 5.6.</b> Variogramas experimentales y modelados para cada valle: A) Vinilla-Casablanca; B) Lo Orozco; C) Lo Ovalle, y; D) Los Perales de Tapihue. Elaboración propia. ....	49
<b>Figura 5.7.</b> Variogramas experimentales y modelados de los residuos para cada valle: A) Vinilla-Casablanca; B) Lo Orozco; C) Lo Ovalle, y; D) Los Perales de Tapihue. Elaboración propia. ....	50
<b>Figura 5.8.</b> Cambios en las orientaciones de máxima continuidad dentro y entre subcuencas en Casablanca. ....	52
<b>Figura 5.9.</b> Histogramas de los valores de profundidad de basamento rocoso estimados para cada superficie generada. Elaboración propia. ....	56
<b>Figura 5.10.</b> Superficies de basamento rocoso estimadas, a partir de los distintos interpoladores utilizados. Elaboración propia. ....	58
<b>Figura 5.11.</b> Gráfico de deriva de los datos reales y estimados en las coordenadas este y norte de la zona de estudio. Elaboración propia. ....	61
<b>Figura 5.12.</b> Gráficos de nubes de correlación de profundidades medidas (X) vs. profundidades reestimadas (Y). Elaboración propia. ....	62
<b>Figura 5.13.</b> Histogramas del error de estimación a partir de la validación cruzada. Elaboración propia. ....	64
<b>Figura 5.14.</b> Gráficos de nubes de correlación de error de estimación a partir de la validación cruzada (X) vs. profundidades estimadas (Y). Elaboración propia. ....	65
<b>Figura 5.15.</b> Distribución espacial del error de estimación a partir de la validación cruzada para las seis superficies estimadas. Elaboración propia. ....	66
<b>Figura 5.16.</b> Distribución de fallas geológicas en la zona y de profundidades del basamento rocoso en base a la superficie de datos restringidos por categoría. Elaboración propia...	67



**Figura 5.17.** Mapa en planta de la cuenca sedimentaria de Casablanca y secciones transversales en subcuencas La Vinilla-Casablanca, Lo Ovalle, y Los Perales de Tapihue. Elaboración propia..... 68

**Figura 5.18.** Mapa en planta de la cuenca sedimentaria de Casablanca y sección transversal en la desembocadura de la subcuenca Los Perales de Tapihue. Elaboración propia. .... 69

**Figura 5.19.** Volúmenes de agua subterránea almacenada estimada para el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca; y, diferencias porcentuales en relación al obtenido por DGA/Rizzo (2015). Elaboración propia. .... 70

SOLO USO ACADÉMICO

## Índice de Tablas

<b>Tabla 2.1.</b> Parámetros morfométricos para la caracterización y clasificación de cuencas hidrográficas. Elaboración propia en base a las referencias citadas. ....	20
<b>Tabla 4.1.</b> Resultados de los parámetros morfométricos utilizados para cada subcuenca de la Cuenca del Estero Casablanca. Elaboración propia.....	31
<b>Tabla 4.2.</b> Recarga y bombeo (m <sup>3</sup> /s) promedio de los acuíferos asociados a cada subcuenca de la Cuenca del Estero Casablanca. Extraído y modificado de DGA/Rizzo (2015). ....	40
<b>Tabla 5.1.</b> Resumen de la base de datos generada para la Cuenca del Estero Casablanca con información sobre la profundidad del basamento rocoso. Elaboración propia. ....	42
<b>Tabla 5.2.</b> Parámetros utilizados para modelar los variogramas experimentales para cada valle. Elaboración propia.....	48
<b>Tabla 5.3.</b> Parámetros utilizados para modelar los variogramas experimentales de los residuos para cada valle. Elaboración propia.....	50
<b>Tabla 5.4.</b> Resumen de tipos de kriging e información utilizada para generarlos, el resultado de superficie, y su correspondiente abreviación. Elaboración propia. ....	53
<b>Tabla 5.5.</b> Parámetros de interpolación utilizados para cada metodología de kriging. SUB1: Vinilla-Casablanca; SUB2: Lo Orozco; SUB3: Lo Ovalle; SUB4: Los Perales de Tapihue. ....	54
<b>Tabla 5.6.</b> Parámetros de validación para las superficies de basamento rocoso. EMC: Error cuadrático medio; CP: Coeficiente de Pearson. Elaboración propia.....	63
<b>Tabla 5.7.</b> Volúmenes de agua subterránea almacenada estimada para el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca; y, diferencias porcentuales en relación al obtenido por DGA/Rizzo (2015). Elaboración propia. ....	70

## 1. INTRODUCCIÓN

Uno de los principales enfoques de la geoestadística ha sido analizar y generar mapas de la distribución espacial de uno o más atributos (Deutsch & Journel, 1997). Para ello, es necesario poseer datos distribuidos en el espacio y/o tiempo, que otorguen la información de dichas variables (Goovaerts, 1997). Estas fuentes de información dependen del contexto y objetivo de cada estudio en particular, y se pueden recopilar a través de distintos métodos, como, por ejemplo, muestreo químico de aguas, muestreo de suelos, perforaciones, métodos geofísicos, y sensores remotos, entre otros (Martelet *et al.*, 2004). Sin embargo, tales datos no suelen encontrarse disponibles dentro de toda el área necesaria, o representan elevados costos para su obtención. La manera de afrontar esta situación, ha sido a través de los métodos de interpolación espacial, los cuales se encargan de estimar los atributos de interés en ubicaciones no muestreadas (Goovaerts, 1997), mitigando así la inviabilidad de invertir dinero y tiempo en muestrear cada ubicación de la zona a estudiar (Li & Heap, 2014).

Los métodos de interpolación espacial empezaron en primera instancia desde trabajos en geología y minería por Krige (1951), y que posteriormente fue formalizado por Matheron (1963) con su teoría de variables regionalizadas, de donde se desprende la familia de regresiones de mínimos cuadrados, denominado de manera generalizada como familia del kriging (Goovaerts, 1997), el cual ha sido empleado en distintos campos tales como: geociencias, recursos hídricos, ciencias ambientales, agricultura o ciencias de suelos, matemáticas, ecología y limnología, e ingeniería civil y petrolera (Zhou *et al.*, 2007), por lo que sin duda se han vuelto una importante herramienta para la industria.

A la vez, otros métodos de interpolación han sido utilizados con fines similares, tales como el inverso a la distancia ponderada, el vecino más cercano, la interpolación polinomial global y local, y funciones de base radial, cuyo uso se ha aumentado gracias a los Sistemas de Información Geográfica (SIGs), pero, aun así, el kriging sigue siendo uno de los estimadores más utilizados (Li & Heap, 2014).

La mayor frecuencia de uso del kriging por sobre otros interpoladores se fundamenta en que, una de sus principales propiedades, es la minimización del error cuadrático medio. Además, de la variedad disponible de tipos de kriging, los cuales, entregan distintos resultados.

Dichos resultados se basan en los supuestos necesarios para llevar a cabo la interpolación. Las opciones van desde aquellos que consideran criterios de estacionariedad más fuertes, tales como el kriging simple, el cual considera que la media no varía dentro de un dominio de estimación (Goovaerts, 1997). A otros que logran capturar variaciones locales de la media, como el kriging ordinario, bajo los supuestos que la media es desconocida, y se calcula a medida según sector en base a los datos colindantes (Goovaerts, 1997). Variantes más contemporáneas, como el kriging con anisotropía local variable (Boisvert, 2010), permiten no solo utilizar los supuestos de un kriging ordinario, sino que además, incorporar variaciones locales o regionales, tanto en la orientación como en la magnitud, de las anisotropías.

Sin embargo, la propiedad intrínseca de minimización del error cuadrático medio, conlleva a la generación de mapas suavizados, por lo que, al aplicar dicha técnica, se debe tener conciencia de los parámetros necesarios para que el suavizamiento de la variable de interés no sea excesivo. Pero dicha problemática, a la vez, es expandible a no solo el método de interpolación utilizado, sino que puede venir arrastrado desde la manipulación de los datos disponibles para estimar. Esto se refleja, por ejemplo, a que los distintos métodos de medición existentes, que no necesariamente implican la misma precisión, por lo que es posible introducir sesgos, previo al diseño de un plan de estimación. Sumado a esto, se encuentra las dificultades relacionadas a la densidad de la información, y cómo estas se distribuyen en el espacio.

Una de las áreas críticas donde se refleja lo anterior, ya sea por la baja densidad de información, muestreos preferenciales, distintos métodos de medición, o por la baja conciencia de los parámetros necesarios para interpolar, es en la estimación de superficies de basamentos rocosos para la creación de modelos hidrogeológicos conceptuales. El basamento constituye el límite impermeable de un acuífero granular en cuencas hidrográficas, y caracteriza así la morfología inferior y lateral que posee un acuífero (Abarca *et al.*, 2002). En otros escenarios, el basamento constituye por sí mismo un acuífero, debido a un aumento de su permeabilidad secundaria (Abarca *et al.*, 2002). Dicha superficie en la mayor parte de los casos ha sido obtenida a través de métodos de interpolación, sin precisar mayores detalles acerca de qué método se utiliza para interpolar, ni tampoco qué parámetros han sido utilizados (DGA/DEP, 2004; DGA/Hidromas, 2013; DGA/GHD, 2015; DGA, 2015; DGA/Rizzo, 2015; Yañez *et al.*, 2015).

Lo anterior es de particular interés, puesto que una representación geométrica simplista de un basamento rocoso, podría llevar a considerar distintos espesores saturados, teniendo una incidencia directa en el volumen estimado de agua subterránea disponible y/o en la modelación numérica del acuífero (Abarca *et al.*, 2002; Robins, 2005).

Dicho esto, es de primera necesidad buscar mayores fuentes de información que suplan estos muestreos preferentes y espaciados, así como también corregir la utilización de técnicas de interpolación, y que, la asignación de parámetros necesarios para llevarlas a cabo sea lo más acertada posible. De esta forma, obtener resultados que se ajusten a los patrones de erosión consistentes con las características geomorfológicas de una determinada cuenca.

### **1.1. Hipótesis**

El método de interpolación utilizado para generar una superficie de basamento rocoso para una cuenca hidrográfica, en conjunto con la densidad de información, y los parámetros utilizados según las características geomorfológicas de la misma, condicionan el volumen total del espesor saturado de dicho acuífero.

### **1.2. Objetivo General**

Evaluar los volúmenes obtenidos a partir de distintas superficies de basamento rocoso, utilizando variaciones de métodos de interpolación basados en kriging. Aplicado a la Cuenca del Estero Casablanca, región de Valparaíso, Chile (**Figura 1.1**).

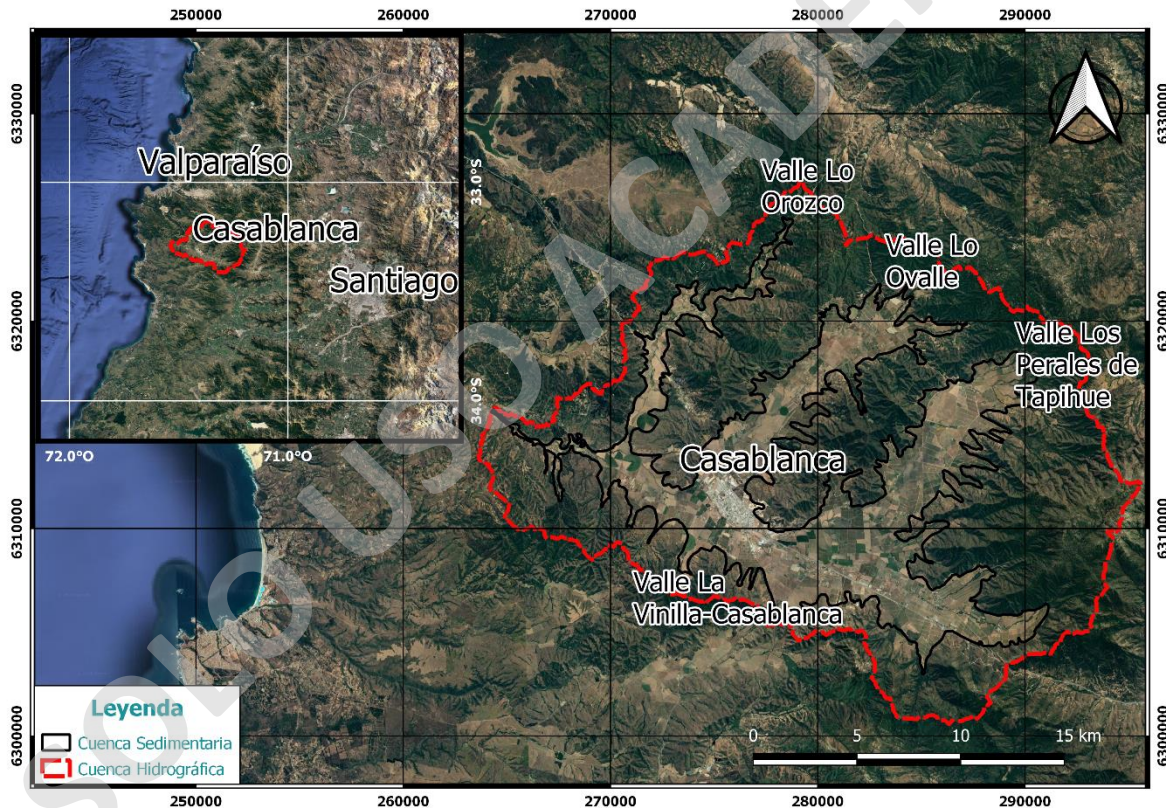
### **1.3. Objetivos Específicos**

1. Generar y validar distintas superficies de basamento rocoso basado en distintos métodos de interpolación de la familia del kriging, entre ellas: kriging ordinario, kriging con deriva externa, y kriging con campo de anisotropía variable.
2. Evaluar el impacto de la selección de los datos utilizados para interpolar, y de los parámetros de estimación ajustados, según las características geomorfológicas de la cuenca.
3. Seleccionar y analizar desde el contexto geológico una de las superficies de basamento rocoso interpolada.
4. Cuantificar y comparar la variación que tienen los distintos volúmenes de agua subterránea almacenada, en función de cada superficie de basamento rocoso generada.

5. Cuantificar y comparar la variación del tiempo de residencia del volumen de agua subterránea almacenado en el acuífero, en función de cada superficie de basamento rocoso generada.

#### 1.4. Ubicación del Caso de Estudio

El caso de estudio corresponde a La Cuenca del Estero Casablanca, la cual se ubica en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, entre las coordenadas 33°10'-33°25' Latitud Sur, y 71°10'-71° 40' de Longitud Oeste, Región de Valparaíso, Chile (DGA, 1991), y está compuesta por un valle principal de orientación sureste-noroeste denominado La Vinilla-Casablanca, que a la vez está conectado con tres valles perpendiculares de orientación suroeste-noreste. Estos valles son, de norte a sur, Lo Orozco, Lo Ovalle y Los Perales de Tapihue (**Figura 1.1**).



**Figura 1.1.** Ubicación de la zona de estudio y subdivisión de los valles dentro de la cuenca. Elaboración propia en base a delimitación DGA/Rizzo (2015).

## **2. MARCO TEÓRICO**

El siguiente capítulo busca introducir conceptos básicos que serán tratados a lo largo del presente estudio.

### **2.1. Geoestadística**

La geoestadística corresponde al estudio de variables regionalizadas, es decir, atributos que se distribuyen en el espacio y presentan cierta continuidad espacial, aunque varían irregularmente a escala local (Goovaerts, 1997). Es por esto que la geoestadística considera: (1) el origen geológico de los datos, y (2) el modelado explícito y tratamiento de la correlación espacial entre los datos a diferentes escalas de volúmenes y niveles de precisión (Deutsch, 2002).

#### **2.1.1. Modelos**

Un modelo es una representación de una realidad generalmente desconocida. A pesar de que la realidad es única, pueden existir muchas representaciones dependiendo de la información disponible y el objetivo de estudio (Li & Heap, 2014).

Los modelos pueden ser clasificados como determinísticos, si el resultado de la modelación es único, o probabilísticos, si el resultado consiste en un conjunto de representaciones alternativas, incorporando así la incertidumbre de los valores desconocidos (Goovaerts, 1997).

#### **2.1.2. Variable Aleatoria**

En geoestadística se considera una variable aleatoria como una variable que puede tomar una serie de valores acorde a alguna distribución de probabilidad. Usualmente se distinguen dos tipos: (1) variables discretas (o categóricas), y (2) variables continuas (Goovaerts, 1997).

Si el número de posibles valores de salida de una variable aleatoria es finito, entonces se dice que la variable es discreta o categórica (Deutsch, 2002). Ejemplos son los tipos de rocas, tipos de suelos, facies geológicas, entre otras. Si el atributo tiene un rango continuo de posibles valores de salida y con un orden natural, entonces se dice que la variable es continua (Deutsch, 2002). Algunos ejemplos son las concentraciones de metales o valores de porosidad.

### 2.1.3. Función Aleatoria

Una función aleatoria es el conjunto de variables aleatorias definidas sobre algún campo de interés, por ejemplo,  $\{Z(\mathbf{u}), \mathbf{u} \in \text{área de estudio } A\}$ , también denotado simplemente como  $Z(\mathbf{u})$  (Deutsch, 2002).

Una de las maneras de caracterizar una función aleatoria, es a través de los momentos de orden uno y orden dos. Siendo el momento de orden uno la esperanza, mientras que los momentos de orden dos corresponden a la varianza, covarianza y variograma (Rossi & Deutsch, 2013).

#### Esperanza

Sea  $Z(\mathbf{u})$  una variable aleatoria en un punto  $\mathbf{u}$  en el cual se asume que su momento de primer orden existe. Este valor corresponde a la esperanza matemática, o media (2.1), alrededor de la cual se distribuyen los valores, que en general es en función de la posición  $\mathbf{u}$ .

$$E\{Z(\mathbf{u})\} = m(\mathbf{u}) \quad (2.1)$$

#### Varianza

La varianza (2.2) corresponde a una medida de dispersión de los datos que, para una función aleatoria, indica cuánto se alejan en promedio los valores del valor medio. Esta función es dependiente de los  $\mathbf{u} \in A$ .

$$Var[Z(\mathbf{u})] = \sigma^2(\mathbf{u}) = E\left[(Z(\mathbf{u}) - m(\mathbf{u}))^2\right] = E[Z(\mathbf{u})^2] - m(\mathbf{u})^2 \quad (2.2)$$

#### Covarianza

En caso que exista la varianza para las variables aleatorias  $Z(\mathbf{u}_1)$  y  $Z(\mathbf{u}_2)$  en los puntos  $\mathbf{u}_1$  y  $\mathbf{u}_2$ , entonces la covarianza entre estos puntos existe y queda definida según la siguiente ecuación:

$$C(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2) = E\{[Z(\mathbf{u}_1) - m(\mathbf{u}_1)][Z(\mathbf{u}_2) - m(\mathbf{u}_2)]\} \quad (2.3)$$



## Variograma

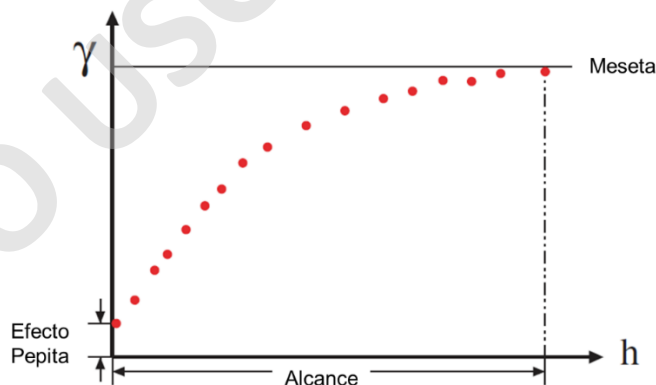
El semi-variograma (2.4), más conocido como variograma, es una medida de correlación espacial la cual considera la varianza de los incrementos.

$$2\gamma(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2) = \text{Var}\{Z(\mathbf{u}_1) - Z(\mathbf{u}_2)\} \quad (2.4)$$

El variograma es un aspecto crítico para los estudios geoestadísticos, dado que es una herramienta que investiga y cuantifica la variabilidad espacial del fenómeno en estudio, y porque la mayoría de las técnicas de estimación requieren de un modelo variográfico (Gringarten & Deutsch, 1999).

Las principales partes del variograma son la meseta, alcance y efecto pepita (*sill*, *range*, y *nugget effect*, en inglés respectivamente). Estas son presentadas en la **Figura 2.1** en donde (Rossi & Deutsch, 2013):

1. La “meseta” del variograma es igual a la varianza ponderada de los datos, y corresponde al valor del variograma en que la correlación lineal es cero.
2. El “alcance” es la distancia en que la correlación cero es alcanzada.
3. El “efecto pepita” es el valor del variograma a una distancia un poco mayor que el tamaño de la muestra y que caracteriza la variabilidad a corta escala.



**Figura 2.1.** Partes del variograma. Extraído y modificado de Rossi & Deutsch (2013).

A partir de los momentos de orden dos, se vislumbra que dependen de las posiciones  $\mathbf{u}_1$  y  $\mathbf{u}_2$ , por lo que se necesitarían muchas realizaciones de  $Z(\mathbf{u}_1)$  y  $Z(\mathbf{u}_2)$  para generar la inferencia estadística. La solución de este problema es a través de la estacionariedad, que corresponde a una decisión que permite la inferencia al agrupar poblaciones

estadísticamente homogéneas bajo un análisis común. Matemáticamente, la estacionariedad consiste en que la distribución espacial de la función aleatoria es invariante bajo cualquier vector de traslación (2.5), es decir, que las propiedades de un conjunto de datos no dependen de su posición absoluta en el espacio, sino que solamente de sus posiciones relativas (Deutsch, 2002).

$$F(u_1, \dots, u_N; z_1, \dots, z_N) = F\{u_1 + h, \dots, u_n + h; z_1, \dots, z_n\}, \forall \text{ vector de traslación } h \quad (2.5)$$

Es necesario recalcar que la estacionariedad es una propiedad del modelo de función aleatoria, y necesaria para hacer la inferencia estadística. Sin embargo, esta no es una característica del fenómeno que se estudie, sino que solamente una decisión hecha por el modelador.

#### 2.1.4. Variograma Experimental

El variograma es calculado para distintas direcciones y distancias donde hay suficientes números de pares de datos. Experimentalmente, el variograma para un salto (*lag*, en inglés)  $h$  es definido como la diferencia cuadrática de los valores separados por  $h$ :

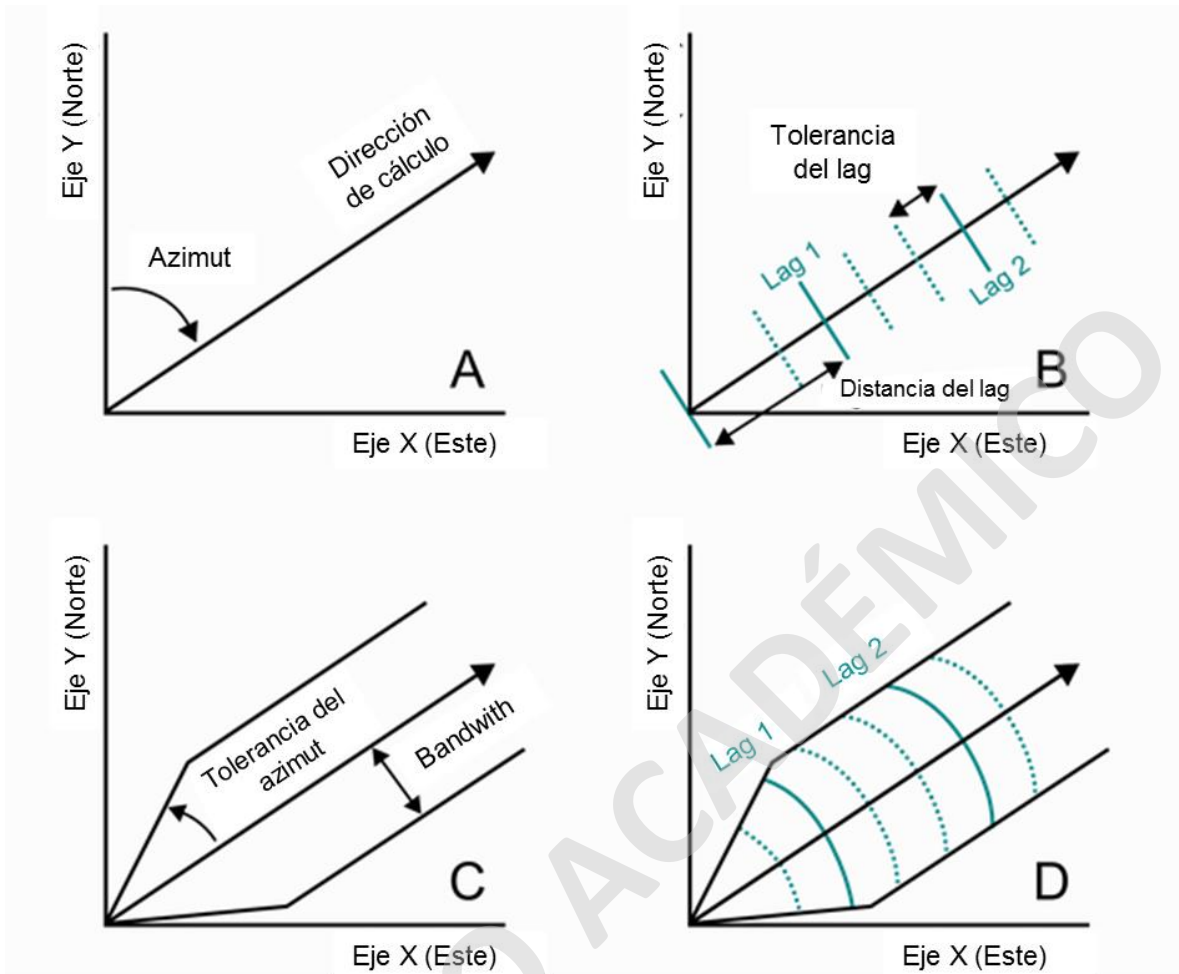
$$\hat{\gamma} = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(\mathbf{u}_i) - z(\mathbf{u}_i + \mathbf{h})]^2 \quad (2.6)$$

Donde  $N(h)$  es el número de pares de datos ubicados a un vector de separación  $h$  (Goovaerts, 1997). En general, la separación del vector  $h$  es especificada con alguna dirección y tolerancia en distancia.

#### Parámetros del Variograma

El variograma es calculado para cada dirección principal, en donde una dirección se define por una orientación y una inclinación (*azimuth* y *dip*, en inglés) (caso A en **Figura 2.2**).

Los parámetros de los saltos, incluyendo el espaciamiento de los saltos y su tolerancia (caso B en **Figura 2.2**), son escogidos considerando el tamaño del dominio y el espaciamiento de los datos (Deutsch, 2002). Los ángulos de tolerancia y los anchos de banda (*bandwidth*, en inglés) consideran la variabilidad en las direcciones de cálculo y la configuración del muestreo (Deutsch, 2015) (caso C en **Figura 2.2**). La tolerancia final del variograma incluye todos estos parámetros (caso D en **Figura 2.2**).



**Figura 2.2.** Parámetros de tolerancia para el cálculo del variograma experimental. Extraído y modificado de Deutsch (2015).

### Modelo de Variograma

Los puntos del variograma experimental no son usados directamente para la estimación, en vez de ellos, un modelo variográfico es ajustado a los puntos experimentales. Hay dos razones por la cual los variogramas experimentales deben ser modelados (Deutsch, 2002):

1. La función del variograma es requerida para todas las distancias y vectores de dirección  $h$  dentro de un área de búsqueda. Sin embargo, se calcula el variograma solo para direcciones y distancias específicas; y
2. La medida del variograma debe tener la propiedad matemática de ser definido positivo. Un modelo definido positivo asegura que las ecuaciones de kriging puedan ser solucionadas y que la varianza del kriging es positiva.

Existen varios tipos de modelos variográficos, los cuales pueden combinarse para ajustarse de mejor manera al variograma experimental, siendo los más utilizados el efecto pepita, esférico, exponencial y gaussiano (Gringarten & Deutsch, 1999).

### 2.1.5. Métodos de Estimación

Un problema común en las ciencias de la Tierra es crear un mapa de la variable a partir de datos muestreados limitados (Deutsch, 2002). Para sobrellevar esta situación existen varios métodos tradicionales que se basan en la asignación de ponderadores al valor de la variable medida en las muestras vecinas al punto a estimar. El kriging, por ser el mejor método en cuanto a precisión (varianza del error) se refiere (Goovaerts, 1997) y con el cual se trabajará en el presente estudio, se describirá a continuación.

#### Kriging

El kriging considera la variable regionalizada a estimar como una realización de una función aleatoria, la cual es descrita por su variograma. Este método busca generar una estimación en base a una combinación lineal ponderada de los datos ubicados en una vecindad de este sitio. Todos los estimadores por kriging son variantes de la regresión lineal del estimador  $Z^*(\mathbf{u})$ , definido como:

$$z^*(\mathbf{u}) - m(\mathbf{u}) = \sum_{\alpha=1}^{n(\mathbf{u})} \lambda_{\alpha}(\mathbf{u}) [z(\mathbf{u}_{\alpha}) - m(\mathbf{u}_{\alpha})] \quad (2.7)$$

Donde  $z^*(\mathbf{u})$  es el valor estimado en la ubicación no muestreada  $\mathbf{u}$ ,  $m(\mathbf{u})$  es el valor de la media en las ubicaciones no muestreadas  $\mathbf{u}$ ,  $\lambda_{\alpha}, \alpha = 1, \dots, n$  son los ponderadores aplicados a los  $n$  datos,  $z(\mathbf{u}_{\alpha}), \alpha = 1, \dots, n$  son los  $n$  valores de los datos, y  $m(\mathbf{u}_{\alpha}), \alpha = 1, \dots, n$  son los  $n$  valores de la media en las ubicaciones de los datos. Todos los valores de la media podrían ser igualados a una media constante  $m(\mathbf{u}) = m(\mathbf{u}_{\alpha}) = m$  si no hay información de tendencias disponibles.

El número de datos involucrados en la estimación, tanto como sus ponderadores pueden cambiar desde una ubicación a otra. En la práctica sólo los  $n(\mathbf{u})$  datos cercanos a la ubicación  $\mathbf{u}$  son retenidos para la estimación, es decir, los datos dentro de una vecindad o ventana  $W(\mathbf{u})$  centrada en  $\mathbf{u}$ .

La interpretación del valor desconocido  $z(\mathbf{u})$  y valores  $z(\mathbf{u}_{\alpha})$  de los datos como realizaciones de las variables aleatorias  $Z(\mathbf{u})$  y  $Z(\mathbf{u}_{\alpha})$  permite definir el error de la

estimación como una variable aleatoria  $Z^*(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u})$ . Todos los tipos de kriging comparten el mismo objetivo de minimizar el error de la estimación o error de la varianza  $\sigma_E^2(\mathbf{u})$  (2.8) bajo la construcción de estimador insesgado (Goovaerts, 1997):

$$\sigma_E^2(\mathbf{u}) = \text{Var}\{Z^*(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u})\} \quad (2.8)$$

el cual es minimizado bajo la restricción presentada en la ecuación 2.9.

$$E\{Z^*(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u})\} = 0 \quad (2.9)$$

Las variedades de modelos de estimación por kriging dependen del modelo adoptado para la función aleatoria  $Z(\mathbf{u})$  en sí misma. La función aleatoria  $Z(\mathbf{u})$  es usualmente descompuesta en un componente residual  $R(\mathbf{u})$  y un componente de tendencia  $m(\mathbf{u})$ :

$$\begin{aligned} Z(\mathbf{u}) &= R(\mathbf{u}) + m(\mathbf{u}) \\ R(\mathbf{u}) &= Z(\mathbf{u}) - m(\mathbf{u}) \end{aligned} \quad (2.10)$$

El componente residual es modelado como una función aleatoria estacionaria con media cero, y covarianza  $C_R(\mathbf{h})$  y variograma  $2\gamma_R(\mathbf{h})$ :

$$\begin{aligned} E\{R(\mathbf{u})\} &= 0 \\ \text{Var}\{R(\mathbf{u})\} &= E\{R(\mathbf{u})\}^2 = C(0) = \sigma^2 \\ 2\gamma_R(\mathbf{h}) &= E\{[R(\mathbf{u}) - R(\mathbf{u} + \mathbf{h})]^2\} \\ C_R(\mathbf{h}) &= E\{R(\mathbf{u}) \cdot R(\mathbf{u} + \mathbf{h})\} \end{aligned}$$

Dado lo anterior, el valor esperado de la variable aleatoria  $Z$  en la ubicación  $\mathbf{u}$  es así el valor del componente de la tendencia en tal ubicación:

$$E\{Z(\mathbf{u})\} = m(\mathbf{u})$$

Ahora, considerar un estimador lineal en una ubicación donde no hay datos disponibles:

$$Z^*(\mathbf{u}) = \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} \cdot Z(\mathbf{u}_{\alpha}) \quad (2.11)$$

Donde  $Z^*(\mathbf{u})$  es el valor estimado,  $\lambda_\alpha, \alpha = 1, \dots, n$  son los ponderadores aplicados a los  $n$  valores de datos  $Z(\mathbf{u}_\alpha), \alpha = 1, \dots, n$ . La varianza del error para el estimador puede definirse como:

$$\sigma_E^2(\mathbf{u}) = E\{[Z^*(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u})]^2\} \quad (2.12)$$

Que, al expandir el cuadrado de binómio en términos de valores esperados, la varianza del error queda definida de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} &= E\{[Z^*(\mathbf{u})]^2\} - 2 \cdot E\{Z^*(\mathbf{u}) \cdot Y(\mathbf{u})\} + E\{[Z(\mathbf{u})]^2\} \\ &= \sum_{\alpha=1}^n \sum_{\beta=1}^n \lambda_\alpha \lambda_\beta E\{Z(\mathbf{u}_\alpha) \cdot Z(\mathbf{u}_\beta)\} - 2 \cdot \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha E\{Z(\mathbf{u}) \cdot Z(\mathbf{u}_\alpha)\} + C(0) \\ &= \sum_{\alpha=1}^n \sum_{\beta=1}^n \lambda_\alpha \lambda_\beta C(\mathbf{u}_\beta - \mathbf{u}_\alpha) - 2 \cdot \sum_{\alpha=1}^n \lambda_\alpha C(\mathbf{u} - \mathbf{u}_\alpha) + C(0) \end{aligned} \quad (2.13)$$

De la ecuación anterior, queda claro que la varianza de la estimación depende del modelo de covarianza o variograma. También, permite calcular la varianza de la estimación para cualquier set de ponderadores  $\lambda_\alpha, \alpha = 1, \dots, n$ ; sin embargo, el objetivo es calcular los ponderadores que minimizan la varianza de la estimación. Tal procedimiento se muestra a continuación.

### Kriging Simple

Las derivadas parciales de la expresión 2.13 con respecto a los ponderadores  $\lambda_\alpha, \alpha = 1, \dots, n$  son calculados e igualados a cero. Esto lleva a ecuaciones que pueden ser solucionados para los ponderadores que minimizan la varianza de estimación. De esta manera se tiene:

$$\frac{\partial [\sigma_E^2]}{\partial \lambda_\alpha} = 2 \cdot \sum_{\beta=1}^n \lambda_\beta C(\mathbf{u}_\beta - \mathbf{u}_\alpha) - 2 \cdot C(\mathbf{u} - \mathbf{u}_\alpha), \quad \alpha = 1, \dots, n \quad (2.14)$$

Que al igualar a cero para calcular los ponderadores que minimizan la varianza de estimación:

$$\sum_{\beta=1}^n \lambda_\beta C(\mathbf{u}_\beta - \mathbf{u}_\alpha) = C(\mathbf{u} - \mathbf{u}_\alpha), \quad \alpha = 1, \dots, n \quad (2.15)$$

Este sistema de  $n$  ecuaciones con  $n$  ponderadores desconocidos se denomina sistema de kriging simple (SK, por sus siglas en inglés). Su notación matricial es la siguiente:

$$\begin{pmatrix} C(u_1 - u_2) & \cdots & C(u_1 - u_n) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ C(u_n - u_1) & \cdots & C(u_n - u_n) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \vdots \\ \lambda_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C(u - u_1) \\ \vdots \\ C(u - u_n) \end{pmatrix} \quad (2.16)$$

$$\mathbf{C}\boldsymbol{\lambda} = \mathbf{c}$$

Se destaca que el lado izquierdo de la matriz  $\mathbf{C}$  contiene toda la información relacionada a la redundancia en los datos, mientras que el lado derecho  $\mathbf{c}$  contiene toda la información relacionada a la cercanía de los datos a la ubicación a ser estimada.

### Varianza del Kriging

La ecuación para la varianza de la estimación puede ser simplificada si el kriging simple es usado para calcular los ponderadores, es decir, utilizar la expresión 2.15 y reemplazarla en la ecuación 2.13, de tal manera que:

$$\sigma_E^2 = \sum_{\alpha=1}^n \sum_{\beta=1}^n \lambda_{\alpha} \lambda_{\beta} C(\mathbf{u}_{\beta} - \mathbf{u}_{\alpha}) - 2 \cdot \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} C(\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\alpha}) + C(0)$$

$$\sigma_{SK}^2 = C(0) - \sum_{i=0}^n \lambda_{\alpha} C(\mathbf{u} - \mathbf{u}_{\alpha}) \quad (2.17)$$

De la ecuación anterior, se desprende que la varianza del kriging no depende directamente del valor de los datos, sino que de sus posiciones, además, que ésta varianza puede ser menor o igual que la varianza a priori de la función aleatoria.

El kriging simple de los residuales considera una media constante y conocida a través del área de estudio, es decir,  $m(\mathbf{u}) = m, \forall \mathbf{u} \in A$  (Goovaerts, 1997). Sin embargo, hay otros tipos de kriging que hacen diferencia en los supuestos de la media. A continuación, se comentan los que se emplearán en el presente estudio.

### Kriging Ordinario

El kriging ordinario (OK, por sus siglas en inglés) da cuenta de las fluctuaciones locales de la media, al limitar la media a la vecindad  $W(\mathbf{u})$ :

$$m(\mathbf{u}') = \text{constante pero desconocida } \forall \mathbf{u}' \in W(\mathbf{u}) \quad (2.18)$$

Esta variedad del kriging ha sido ampliamente utilizada para reproducir tendencias, sin embargo, es necesario contar con suficientes datos para generar una estimación confiable de la media en cada vecindad  $W(\mathbf{u})$  (Deutsch, 2002).

### Kriging Universal

El kriging universal (UK, por sus siglas en inglés) o kriging con un modelo de tendencia (KT, por sus siglas en inglés) considera que la media local es desconocida y que varía suavemente dentro de cada vecindad  $W(\mathbf{u})$ , por lo tanto, dentro toda el área de estudio. El componente de tendencia es modelado como una combinación lineal de las funciones  $f_k(\mathbf{u})$  de las coordenadas:

$$m(\mathbf{u}') = \sum_{k=0}^K a_k(\mathbf{u}') f_k(\mathbf{u}') \quad (2.19)$$

con  $a_k(\mathbf{u}') \approx a_k$  constante pero desconocido  $\forall \mathbf{u}' \in W(\mathbf{u})$

Los coeficientes  $a_k(\mathbf{u}')$  son desconocidos y denominados constantes dentro de cada vecindad local  $W(\mathbf{u})$ . Por convención,  $f_0(\mathbf{u}') = 1$ , por lo tanto, el caso  $K = 0$  es equivalente al kriging ordinario (media constante pero desconocida  $a_0$ ).

Al igual que para el kriging ordinario, el kriging universal requiere suficientes datos para estimar una media confiable.

### Kriging con Anisotropía Local Variante

Las versiones de kriging mencionadas anteriormente se ajustan bajo los criterios de estacionariedad, lo que permite la inferencia estadística. Sin embargo, los ambientes naturales suelen mostrar anisotropías que discrepan que los supuestos de estacionariedad. En estos casos las técnicas por kriging se pueden ver limitadas, esto dado que incorporan anisotropías sólo en una dirección (Boisvert & Deutsch, 2011).

En base a lo anterior, procesos de modelación ambiental se ha incluido la consideración de un campo de anisotropías que varía localmente (LVA, por sus siglas en inglés). Este campo de anisotropía delinea la dirección y magnitud de anisotropía en el dominio a modelar por medio de tres ángulos y dos radios de anisotropías (Boisvert & Deutsch, 2009): rumbo,



manteo, caída (*strike*, *dip* y *plunge*), menor/mayor y vertical/mayor, respectivamente, y que en el caso de 2-Dimensiones sólo es necesario el rumbo y la razón menor/mayor.

La incorporación de un campo de anisotropías que varían localmente en técnicas de estimación ha venido en aumento recientemente (Boisvert *et al.*, 2009; Boisvert, 2010; Boisvert & Deutsch, 2011), con el fin de dar cuenta de las características inherentes de varios depósitos minerales y petrolíferos que poseen morfologías complejas. Este proceso por medio de técnicas de kriging es similar a las técnicas de kriging presentadas previamente, y se encuentra disponible para kriging simple y ordinario en formato GSLIB (Boisvert & Deutsch, 2011). La única condicionante es la generación previa de este campo de anisotropía, el cual puede ser realizado de manera manual o automático (Lillah & Boisvert, 2015) al utilizar distintas fuentes de información, por ejemplo, perforaciones, medidas directas de ángulos, sensores remotos, modelos estructurales y/o modelos de tipos de rocas o facies (Boisvert & Deutsch, 2009).

#### **2.1.6. Otros Estimadores Usados Para Superficies**

El uso de técnicas de interpolación para la generación de superficies se ha convertido en un instrumento esencial para caracterizar distintos fenómenos de la naturaleza. Dentro de las técnicas más utilizadas se encuentran las de kriging, como la ya presentadas (principalmente kriging ordinario y kriging con modelo de tendencia), y otras tales como inverso a la distancia ponderada (IDW, por sus siglas en inglés), interpolación polinomial global (GPI, por sus siglas en inglés), interpolación polinomial local (LPI, por sus siglas en inglés), función de base radial (RBF, por sus siglas en inglés) (Murillo *et al.*, 2012; Paredes *et al.*, 2012; Arun, 2013; Aguilar *et al.*, 2015; Saz *et al.*, 2010; Eldeiry & Garcia, 2010; Wang *et al.*, 2014).

El método inverso a la distancia ponderada está basado en el supuesto que los valores interpolados están influenciados por los valores cercanos y menos por las mediciones distanciadas. Los ponderadores de los puntos cercanos a la ubicación a estimar son mayores que los lejanos, por lo que la ponderación queda en función de la distancia.

La interpolación polinomial global usa una función matemática para ajustar una superficie suave a los puntos muestreados. Esta superficie cambia gradualmente desde una región a otra sobre el área de interés y captura la tendencia global de los datos. A diferencia del IDW, GPI calcula predicciones usando los datos completos, en lugar de usar las mediciones de puntos en una vecindad. Sin embargo, un único polinomio global difícilmente puede

ajustarse a una superficie que varía de forma, por lo que múltiples planos polinomiales son deseados para una mejor representación de una superficie (ESRI, 2001).

Al contrario de la GPI, la LPI ajusta un polinomio local usando sólo los puntos dentro de una vecindad, en lugar de todos los datos, por lo que el GPI es útil para identificar grandes tendencias en los datos, mientras que LPI es capaz de producir superficies que capturan la variación a corto alcance (Wang *et al.*, 2014).

Diferente a la GPI y LPI, la RBF requiere que la superficie pase por cada punto medido. Este método, comparado con IDW, puede generar valores sobre o subestimados a los valores medidos, mientras que el IDW nunca lo realizará (Jhonston *et al.*, 2001). RBF puede producir buenos resultados que varíen suavemente, sin embargo, es ineficiente cuando hay cambios dramáticos en los valores de la superficie en cortas distancias (ESRI, 2001).

Las comparaciones entre ellos se han realizado, y para distintos contextos de modelación de procesos naturales, por ejemplo, Murillo *et al.* (2012) proponen una verificación de la eficiencia de dos técnicas de interpolación, kriging ordinario e inverso a la distancia, por medio de la generación de mapas de ruidos en Medellín, Colombia, los cuales son utilizados como instrumentos para la caracterización del grado de contaminación acústica. Estos mapas fueron generados a través del software ArcGis y sus criterios de selección se basaron en que la media del error, la varianza, el error promedio estándar, la media estandarizada y la varianza estandarizada fueran lo menor posible. Finalmente, concluyen que el método kriging se correlaciona de mejor manera con los estadísticos de puntos medidos, por lo cual es más preciso para generar curvas de isoruido, y que los mapas construidos por un inverso a la distancia evidencian que carecen de coherencia con el comportamiento del ruido existente en la zona estudiada. Por otro lado, Eldeiry & Garcia (2010), ocupan mediciones de conductividad de suelo e imágenes LANDSAT para estimar la salinidad del suelo en la Cuenca del Río Arkansas, Estados Unidos, por medio de kriging ordinario y regresión de kriging y cokriging. La evaluación de los modelos se basó en el error de la media absoluta normalizada y la raíz de la desviación cuadrática media del error normalizada. A partir de sus resultados, concluyen que el diseño generado por un kriging ordinario es el mejor, y que el cokriging sería el peor, esto lo atribuyen a que existe una mayor correlación entre sólo los datos medidos de salinidad en el suelo, versus la correlación cruzada que existe entre los datos medidos de salinidad del suelo y los obtenidos a través de imágenes LANDSAT.

Las técnicas de interpolación también abarcan el ámbito de las precipitaciones, en donde Wang *et al.* (2014) realizan una comparación de técnicas de interpolación basado en sistemas de información geográfica (SIG) para la estimación de la distribución espacial de precipitaciones en Ontario, Canadá. Aplicaron validación cruzada para evaluar la exactitud del método de interpolación en términos de la raíz del error cuadrático medio. Las técnicas de interpolación utilizadas incluyen inverso a la distancia, interpolación polinomial local (LPI), interpolación polinomial global (GPI), función de base radial (RBF), kriging ordinario y kriging universal (kriging con modelo de tendencia). Sus resultados indicaron que LPI fue el método más óptimo al tener un menor error cuadrático medio

Para generar mapas de elevación digital (MDE, o DEM por sus siglas en inglés) se han evaluado y comparado distintos métodos de interpolación (Paredes *et al.*, 2012; Arun, 2013; Aguilar *et al.*, 2005), comparando técnicas de interpolación IDW, OK y KT. Estos procesos son generalmente realizados en plataformas de ArcGis y evaluadas por medio del error cuadrático medio. Las conclusiones indican que las técnicas por kriging ordinario suelen reflejar patrones más ajustados a la realidad, en comparación a técnicas como el inverso a la distancia ponderado que generan superficies artificiales que no concuerdan con lo realmente observado (Paredes *et al.*, 2012).

## **2.2. Clasificación de Cuencas Hidrográficas**

Existen variadas maneras de clasificar las cuencas hidrográficas en la actualidad, entre ellos están sistema de clasificación de cuencas hidrográficas propuesto por Gravellius (1914) quién consideró que el cauce más grande o principal es de orden uno (1) y los afluentes que llegan a él son de orden dos (2) y así sucesivamente. El de Horton (1945), que invirtió el orden de clasificación, asignando el primer orden a las corrientes de los cauces de menor tamaño de escorrentía. Existe también el método Horton-Strahler (Strahler, 1964) el cual incluye el componente área de la cuenca en su estimación y jerarquiza las cuencas por un control gravitatorio excluyendo aquellas cuencas menores de un determinado rango (Subsecretaría de Desarrollo Regional y Administrativo, 2013), hasta la clasificación multifactorial propuesta por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM, 2004) en Colombia, el cual incluye oferta hídrica, calidad de agua, riesgos naturales, vulnerabilidad, ecosistemas, uso de suelo, organización social, entre otras muchas variables.

Dado lo anterior, el método de clasificación de cuenca debe restringirse al objetivo propuesto como estudio (Subsecretaría de Desarrollo Regional y Administrativo, 2013), por

lo que se llevó a cabo una revisión de parámetros morfométricos que, desde una perspectiva geométrica y geológica, abordaran la clasificación de cuencas hidrográficas. Estos parámetros proporcionan una descripción física-espacial que permite realizar comparaciones entre distintas cuencas (Gaspari *et al.*, 2013), los cuales son presentados a continuación y simplificados en la (**Tabla 2.1**) con sus respectivos criterios de clasificación:

**Factor de Forma (Ff):** Factor adimensional que indica cómo se regula la concentración del escurrimiento superficial. Se expresa como el cociente entre el área de la cuenca ( $A$ ) y la longitud axial ( $Lb$ ) (Horton, 1945):

$$Ff = \frac{A}{Lb^2} \quad (2.20)$$

**Índice de Circularidad (Ic):** Índice adimensional que compara el área de la cuenca ( $A$ ) con el área de un círculo cuya circunferencia es igual al perímetro ( $P$ ) de la cuenca (Miller, 1958):

$$Ic = \frac{4\pi A}{P^2} \quad (2.21)$$

**Coefficiente de Compacidad (Kc):** Compara la longitud del perímetro con la circunferencia de un círculo con igual superficie que la cuenca (Gravelius, 1914):

$$Kc = \frac{0.28P}{\sqrt{A}} \quad (2.22)$$

**Radio de Elongación (Re):** Definido como la relación del diámetro de un círculo de la misma área ( $A$ ) que la cuenca y la longitud máxima de la cuenca ( $Lb$ ) (Schumm, 1956):

$$Re = \frac{1.128\sqrt{A}}{Lb} \quad (2.23)$$

Este parámetro, además de indicar lo elongada o circular que puede ser una cuenca (**Tabla 2.1**), ha sido asociado por Bull & MC. Fadden (1997) como un indicador de actividad tectónica reciente, categorizándose para valores  $<0,5$  como tectónicamente activo, entre  $0,5-0,75$  como ligeramente activo, y  $>0,75$  como una configuración inactiva.

**Textura de Drenaje (T):** Es una medida del espaciamiento relativo de canales en un terreno diseccionado fluvialmente. Este parámetro está influenciado por el clima, vegetación, litología, tipo de suelo, relieve y etapa de desarrollo de la cuenca hidrográfica (Smith, 1950):

$$T = \frac{Dd}{Fs} \quad (2.24)$$

donde,

$Dd$  = al largo total de todos los canales de la cuenca dividido por el área de la cuenca, y

$Fs$  = el número total de canales de la cuenca dividido por el área de la cuenca.

**Factor de Asimetría (FA):** Permite establecer la inclinación lateral de una cuenca con respecto al curso de agua principal de la misma. Este factor también incluye posibles direcciones de actividad (neo) tectónica, y también es sensible al alzamiento y subsidencia de bloques discretos (Cox, 1994):

$$FA = 100 \cdot \frac{Ar}{At} \quad (2.25)$$

donde,

$Ar$  = Área de la cuenca a la derecha del curso principal, y

$At$  = Área total de la cuenca.

**Tabla 2.1.** Parámetros morfométricos para la caracterización y clasificación de cuencas hidrográficas. Elaboración propia en base a las referencias citadas.

	Ecuación	Criterios		Implicancia	Fuente
		Desde	Hasta		
<b>Factor de Forma</b>	$Ff = \frac{A}{Lb^2}$	0	0,25	Estrecha	(Horton, 1945)
		0,25	0,5	Alargada	
		0,5	0,75	Amplia	
		0,75	1	Ancha	
<b>Índice de Circularidad</b>	$Ic = \frac{4\pi A}{P^2}$	0	0,25	Oblonga	(Miller, 1958)
		0,25	0,5	Ovalada	
		0,5	0,75	Oval	
		0,75	1	Circular	
<b>Coefficiente de Compacidad</b>	$Kc = \frac{0.28P}{\sqrt{A}}$	1	1,25	Casi redonda oval - redonda	(Gravelius, 1914)
		1,26	1,5	Oval - Redonda a oval oblonga	
		1,51	>2	Oval - oblonga a rectangular - oblonga	
<b>Radio de Elongación</b>	$Re = \frac{1.128\sqrt{A}}{Lb}$	<0,7		Elongado	(Schumm, 1956)
		0,7	0,8	Menos elongado	
		0,8	0,9	Oval	
		>0,9		Circular	
<b>Textura de Drenaje</b>	$T = \frac{Dd}{Fs}$	<2		Muy grueso (resistente a erosión)	(Smith, 1950)
		2	4	Grueso	
		4	6	Moderado	
		6	8	Fino	
		>8		Muy Fino (susceptible a erosión)	
<b>Factor de Asimetría</b>	$FA = 100 \cdot \frac{Ar}{At}$	igual a 50		Estable	(Cox, 1994)
		>50		Sujeto a inclinación con canal desplazado a la izquierda	
		<50		Sujeto a inclinación con canal desplazado a la derecha	
		3	5	Estructuras geológicas no distorsionan patrones de drenaje	
		>5		Controlado geológica y estructuralmente	

### 3. METODOLOGÍAS

La presente metodología de trabajo se dividió en tres etapas. La primera de ellas consistió en clasificar la Cuenca del Estero Casablanca en base a los parámetros morfométricos de la superficie. La segunda consideró la interpolación de las superficies de basamento rocoso en profundidad para la cuenca. La tercera se basó en utilizar las superficies generadas en la etapa dos, para cuantificar el impacto que tienen las distintas superficies de basamento interpoladas en el recurso hídrico subterráneo.

#### 3.1. Clasificación de la Cuenca en Estudio

La clasificación de la Cuenca del Estero Casablanca se realizó con el análisis de parámetros morfométricos de la superficie del terreno. Para ello se utilizó el *software* QGIS 3.4.5 con el cual se obtuvieron las mediciones de longitud necesarias para su cuantificación. Los parámetros utilizados fueron los siguientes (**Tabla 2.1**):

- i. Factor de Forma (Horton, 1945).
- ii. Índice de Circularidad (Miller, 1958).
- iii. Coeficiente de Compacidad (Gravellius, 1914).
- iv. Radio de Elongación (Schumm, 1956).
- v. Textura de Drenaje (Smith, 1950).
- vi. Factor de Asimetría (Cox, 1994).

La finalidad de este proceso fue obtener una geométrica estandarizada sobre qué tipo de cuenca corresponde la de Casablanca, además de aportar antecedentes geológicos de la zona.

#### 3.2. Generación del Basamento Rcoso en Profundidad

Dentro de esta etapa se realizaron todas las actividades necesarias para llevar a cabo la interpolación de las superficies de basamentos rocoso para la Cuenca del Estero Casablanca, estas son detalladas a continuación.

##### 3.2.1. Elaboración de Base de Datos

Se elaboró una base de datos que unifica toda la información disponible acerca de la profundidad del basamento rocoso para la Cuenca del Estero Casablanca, la cual consideró:

- i. Mediciones directas de la profundidad in situ: obtenidos de los informes de perforación de pozos de las solicitudes de derechos de aprovechamiento de agua subterránea digitalizadas por la Dirección General de Aguas.
- ii. Mediciones indirectas de la profundidad in situ: obtenidos a partir de las campañas geofísicas realizadas en la cuenca, las cuales se encuentran en los documentos “Estudio básico para la modelación del sistema de aguas subterráneas del Valle de Casablanca” (DGA/AC Ingenieros, 1991) y “Actualización de la modelación hidrogeológica e integrada de los acuíferos de la Cuenca del Estero Casablanca” (DGA/Rizzo, 2015)
- iii. Mediciones indirectas de la profundidad no medidas in situ: obtenidos a partir del contacto geológico de la cuenca sedimentaria de la zona de estudio. Este contacto contó con las coordenadas X-Y-Z procesados a partir de un modelo de elevación digital.

Dado que uno de los objetivos de este estudio es la generación de una superficie de basamento rocoso, los datos que se poseen son trabajados en el plano, es decir  $\mathbb{R}^2$ , por lo cual la coordenada Z es igualada a cero y la variable de interés a ser estimada pasa a ser la elevación.

### **3.2.2. Análisis de Datos**

Para conocer la distribución de la variable regionalizada se realizó un análisis de la base de datos generada en el punto anterior, con la finalidad de conocer las estadísticas básicas y el comportamiento de las poblaciones existentes, considerando la presencia de posibles derivas, con el propósito de manejar una eventual no estacionariedad. Las herramientas que se emplearon (en adelante informadas con []) en esta etapa son las disponibles en *GSLIB (Geostatistical Software Library)* (Deutsch & Journel, 1997) y se presentan a continuación:

- i. Mapa de ubicación espacial de los datos [LOCMAP].
- ii. Histogramas para determinar las distribuciones experimentales [HISTPLT].
- iii. Gráficos de probabilidad [PROBPLOT], diagramas de cajas [BOXPLOT], nubes de correlación [SCATPLT] y gráficos cuantil-cuantil [QPPLT] para la comparación de distribuciones.



En base a esto, se agruparon poblaciones geoestadísticamente homogéneas (dominios de estimación) y coherentes geológicamente, para someterlas a un análisis común y facilitar la inferencia estadística.

### **3.2.3. Estudio Variográfico**

Se buscó la dependencia espacial de la variable aleatoria en función de la correlación existente entre los datos disponibles. Para ello, se procedió a hallar las direcciones de máxima y mínima continuidad por medio de semivariogramas experimentales simples para cada dominio de estimación determinados en el punto anterior. Los programas con los que se realizaron los variogramas fueron [GAMV] y [VRGPLT] (Deutsch & Journel, 1997), en donde el primero condiciona los parámetros de búsqueda de pares de datos en una dirección en particular, y el segundo se encarga de generar el gráfico del semivariograma.

Como se mencionó en el acápite **3.2.1**, los datos disponibles se encuentran en el plano  $\mathbb{R}^2$ , por lo que los parámetros de búsqueda para los semivariogramas experimentales dentro de cada dominio son: número de saltos, distancia de salto, tolerancia de salto, azimut, tolerancia del azimut, y bando de ancha, explicados en detalle en el capítulo **0**.

Por último, los puntos experimentales del semivariograma para cada dominio fueron ajustados a un modelo variográfico, por medio del programa [VARMODEL] (Deutsch & Journel, 1997), a modelos pepíticos, exponenciales y esféricos, con sus respectivas mesetas, contribuciones, alcances y estructuras anidadas, dependiendo de la combinación óptima para cada dominio.

### **3.2.4. Estimación**

Para la estimación de la superficie de basamento rocoso en profundidad, se utilizó el programa [KT3D], [KT3D\_CATEG] (Deutsch & Journel, 1997) y [KT3D\_LVA] (Boisvert & Deutsch, 2011). El primero permitió realizar la estimación de la variable aleatoria y de la tendencia de la variable, por medio de kriging ordinario y kriging con deriva externa. El segundo es una pequeña variante al primero, el cual se estimó por kriging ordinario, pero restringiendo el número de muestras de una determinada categoría. El tercero generó la estimación con kriging ordinario, pero considerando un campo de anisotropía variable externo (ver capítulo **2.1.5**).

El objetivo de cada programa fue evaluar los distintos escenarios generados por los distintos estimadores y parámetros del kriging, y así seleccionar el que posea mayor coherencia geológica y estadística. Los parámetros ajustados para cada tipo de kriging

fueron la cantidad mínima y máxima para realizar la estimación, así como su restricción por octante, orientación del elipsoide de búsqueda y sus respectivos rangos, además del modelo variográfico para cada dominio.

A partir de lo anterior, se generaron cinco escenarios de estimación de la superficie de basamento rocoso:

- i. Superficie generada por un kriging ordinario con restricción de categorías de los datos reales.
- ii. Superficie generada por un kriging con deriva externa, cuya deriva externa fue estimada a partir de un kriging ordinario.
- iii. Superficie generada por la suma de los valores estimados para los residuos y los valores estimados de la tendencia, ambos realizados por un kriging ordinario, a continuación se explica el detalle:
  - a. Para este caso en primera instancia se estimó la superficie de la tendencia con un kriging ordinario. Después, por medio del programa [CHECKMOD] (Deutsch & Journel, 1997), se le asigna el valor de la tendencia a la ubicación de los datos reales, de esta manera se procedió a restar el valor de la tendencia a los datos reales, generando así los residuos.
  - b. En segunda instancia se estimó una superficie a partir de los valores de los residuos a través de un kriging ordinario.
  - c. Finalmente se generó la suma de los valores estimados de los residuos más los valores estimados para la tendencia, obteniéndose el producto final.
- iv. Superficie generada por la suma de los valores estimados para los residuos a través de un kriging ordinario con restricción de categorías, más la tendencia generada por un kriging ordinario sin restricción de categorías: En este caso el procedimiento fue el mismo que en el punto iii, sólo que para este caso se estimó una superficie a partir de los residuos por medio de un kriging ordinario con restricción de categorías, el resto es la misma metodología.
- v. Superficie generada por un kriging con anisotropía variable. Para ello se elaboró un campo de anisotropía externo por medio de un kriging ordinario de la siguiente manera: primero, se asignaron una serie de puntos dentro de la cuenca que contuvieran azimuts y anisotropías, cuyos azimut correspondieran al curso natural de escorrentía superficial y, la anisotropía, el ratio anisotrópico (mínimo/máximo), siendo más anisotrópico hacia el eje axial de las subcuencas; segundo, interpolar

las componentes X e Y ( $\sin(x)$  y  $\cos(y)$ ) de cada punto, e interpolar los ratios anisotrópicos; tercero, unir los valores interpolados en una sola base de datos, la que representa el campo anisotrópico (azimut y anisotropía) para toda la zona de estudio.

### 3.2.5. Validación de la Estimación

Para verificar los resultados obtenidos de la estimación del capítulo anterior, y para contar con una medida comparativa entre las distintas estimaciones, se procedió a validar las superficies de basamento rocoso por medio de una validación cruzada (Deutsch, 2002), con la finalidad de obtener una medida de comparación entre los valores estimados y reales. El proceso consistió en volver a estimar los valores reales conocidos, al eliminar el valor real y estimar tal valor con los datos vecinos restantes. Para el caso de los datos de perforaciones esto se llevó a cabo de manera puntual, mientras que para las mediciones geofísicas se realizó por cada línea muestral. El resultado es un conjunto de pares de valores reales y estimados, en donde la resta entre ambos valores se conoce como error de estimación. A partir de este nuevo conjunto de pares de valores, se procedió con la siguiente metodología de revisión:

- i. Error cuadrático medio (ECM):

$$ECM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (z^*(\mathbf{u}) - z(\mathbf{u}))^2}{n}} \quad (3.1)$$

- ii. Coeficiente de Pearson (CP):

$$CP = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \sqrt{n \sum_{i=1}^n y_i^2 - (\sum_{i=1}^n y_i)^2}} \quad (3.2)$$

- iii. Gráficos de deriva para comprobar la reproducción de tendencia y los datos, definida en las dos direcciones principales, es decir, coordenadas este y norte.
- iv. Gráficos de nubes de correlación entre los datos estimados vs. los datos originales.
- v. Gráficos de nubes de correlación entre los datos estimados vs. el error de estimación obtenido por validación cruzada
- vi. Distribución estadística del error de estimación obtenido por validación cruzada, por medio de histogramas
- vii. Distribución espacial del error de estimación obtenido por validación cruzada.

### 3.3. Estimación del Volumen de Agua Subterránea Almacenada

En base a los distintos escenarios de basamento rocoso que se generaron, se realizó una estimación del volumen de agua subterránea almacenada. Este proceso se llevó a cabo con la misma metodología empleada en el último estudio hidrogeológico de la cuenca (DGA/Rizzo, 2015), la cual consistió en calcular el volumen encerrado entre las superficies del nivel freático y el basamento rocoso, ambas limitadas lateralmente por el límite de la cuenca sedimentaria, por medio del *software Surfer*. Tal volumen, que representa el espesor saturado del acuífero, se multiplicó por la cantidad de capas permeables estimadas por DGA/Rizzo (2015) que alcanza el 60%, y también por una porosidad efectiva promedio de 0,1 estimada por DGA/AC Ingenieros (1991), tal como se presenta a continuación:

$$V_{subt} = V_{ES} \cdot 0,6 \cdot 0,1 \quad (3.3)$$

Siendo  $V_{ES}$  el volumen del espesor saturado calculado en el *software Surfer* y  $V_{subt}$  el volumen de agua subterránea almacenada.

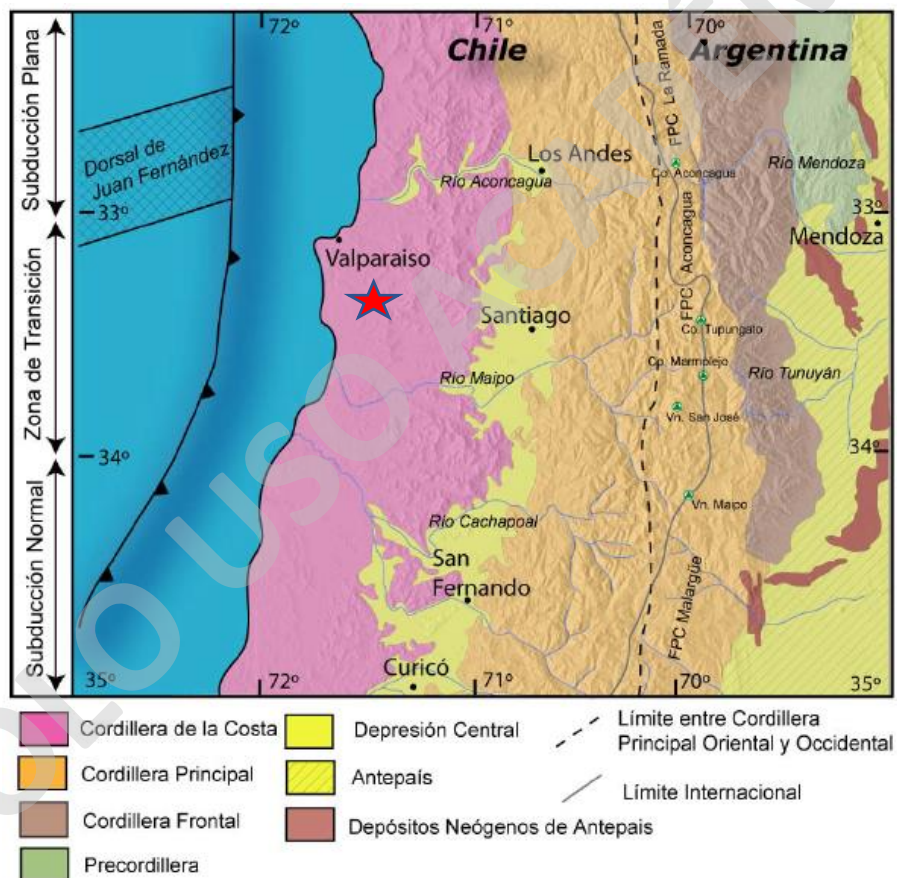
Además, se generó una comparación entre los volúmenes de agua subterránea estimados para cada superficie de basamento rocoso propuesta en este estudio, y la obtenida al utilizar la metodología de interpolación exhibida en el documento “Actualización de la modelación hidrogeológica e integrada de los acuíferos de la Cuenca del Estero Casablanca” realizado por DGA/Rizzo (2015), pero con la base de datos recopilada por esta investigación.

## 4. CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

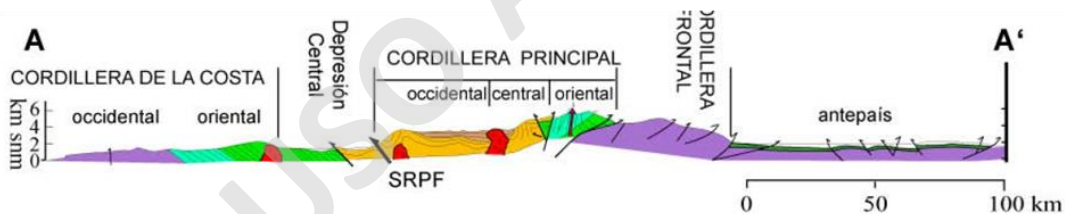
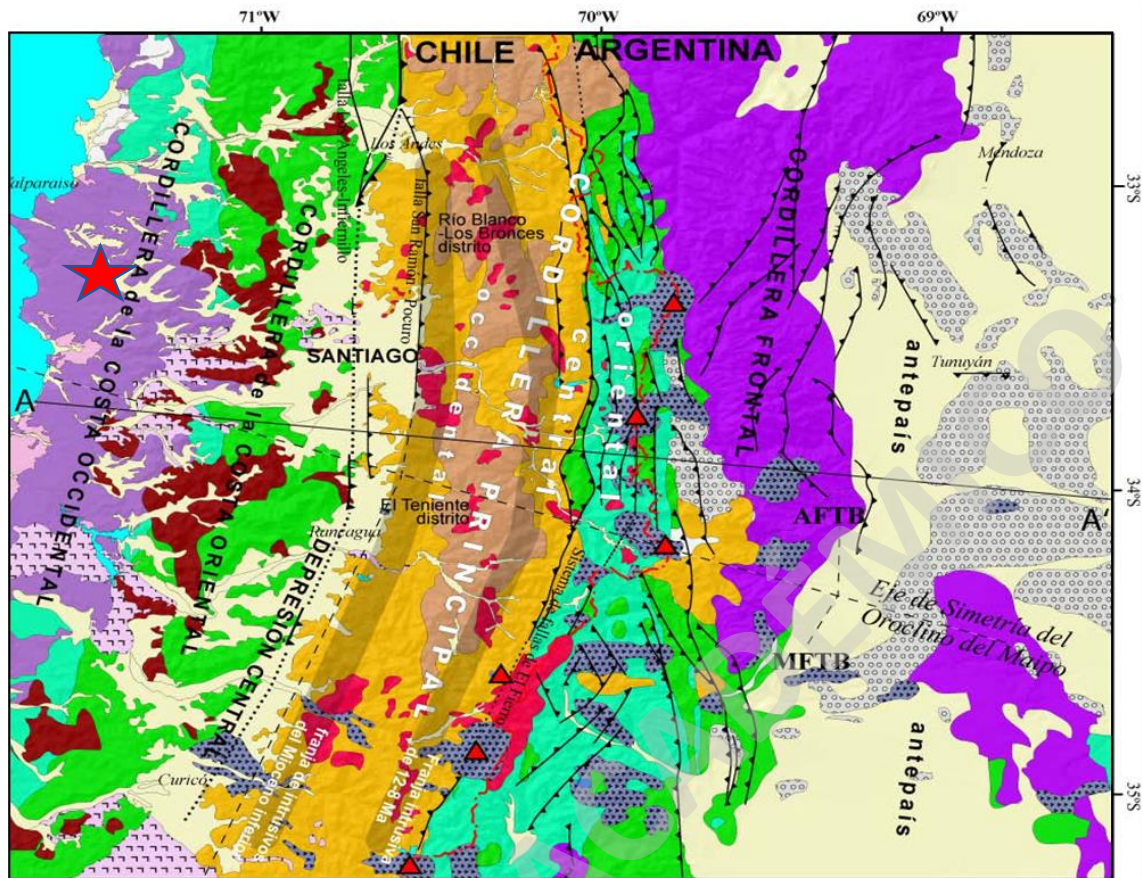
### 4.1. Geología Regional

La zona de estudio se encuentra en la zona central de Chile, región de Valparaíso (**Figura 4.1**) donde, según Fock (2005), se reconocen 3 unidades morfoestructurales principales, dispuestas en franjas orientadas norte-sur. De oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal (**Figura 4.1**).

La Cordillera de la Costa está compuesta por relieves que rara vez sobrepasan los 2.000 m s.n.m., formada principalmente por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental, y por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas, e intrusivos Cretácicos, en la parte más oriental (Sellés y Gana, 2001; Fock, 2005).



**Figura 4.1.** Morfoestructuras principales de la zona central de Chile y ubicación (estrella) de la zona de estudio. Extraído y modificado de Fock (2005)



**Figura 4.2.** Geología regional de la zona centro de Chile y ubicación (estrella) de la zona de estudio. Extraído y modificado de Fariás (2007).

La Depresión Central presenta una topografía extremadamente suave, que oscila entre los 450 a 550 m s.n.m. Corresponde a una cuenca rellena por depósitos aluviales



Pleistocenos a Holocenos, que localmente superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Araneda *et al*, 2000). Esporádicamente sobresalen relieves en forma de “cerros isla”, con alturas entre los 650 y 480 m s.n.m. decrecientes de este a oeste. El basamento de esta cuenca corresponde a rocas volcánicas cenozoicas de la Formación Abanico (**Figura 4.2**) (Charrier y Munizaga, 1979).

La Cordillera Principal es el rasgo geomorfológico más importante a nivel regional por su cambio topográfico abrupto, con alturas que van desde los 500 m s.n.m. hasta más de 5.000 m s.n.m. hacia el este. Está compuesta por secuencias volcano-sedimentarias de edades mesozoicas y cenozoicas fuertemente deformadas que conforman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (**Figura 4.2**) (Fock, 2005).

## **4.2. Geología Local**

### **4.2.1. Geomorfología**

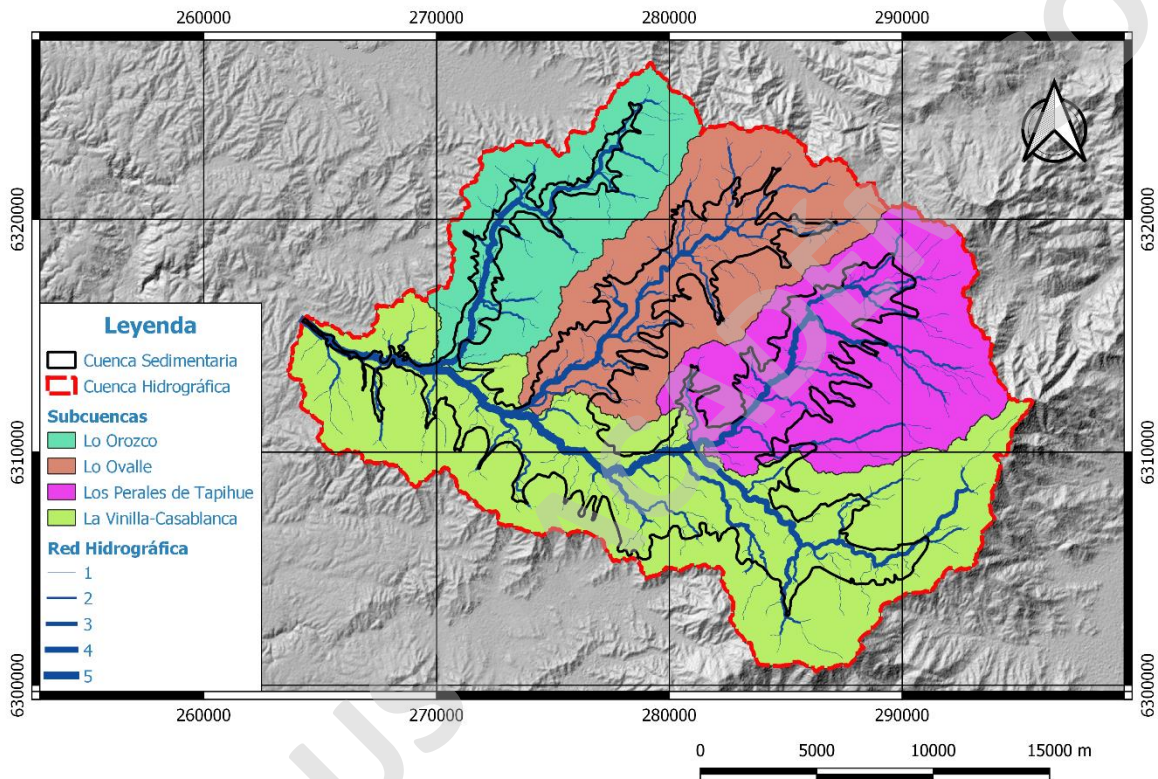
La Cuenca del Estero Casablanca está conformada por una depresión principal con orientación noroeste-sureste llamada Valle La Vinilla-Casablanca, y que cuenta con tres depresiones laterales perpendiculares de orientación noreste-suroeste denominados, de norte a sur, valles Lo Orozco, Lo Ovalle y Los Perales de Tapihue, estos cuatro valles conforman las subcuencas de la zona de estudio (**Figura 4.3**). La red de drenaje del área posee un carácter dendrítico y, en el orden de Strahler (1964), varía desde 1 hasta 5, lo cual es tratado a continuación.

### **Parámetros Morfométricos**

La clasificación de la Cuenca del Estero Casablanca, en función de sus parámetros morfométricos (**Tabla 2.1**), fue realizada para cada subcuenca, siendo estas La Vinilla-Casablanca, Lo Orozco, Lo Ovalle y Los Perales de Tapihue, cuyos resultados son expuestos en la **Tabla 4.1**.

Del Factor de Forma (Ff) se deduce que las subcuencas La Vinilla-Casablanca, Lo Ovalle y Los Perales de Tapihue poseen una geometría estrecha, mientras que Lo Orozco es alargada. El Índice de Circularidad (Ic) indica que La Vinilla-Casablanca, Lo Orozco y Lo Ovalle son oblongas, mientras que Los Perales de Tapihue es ovalada. El Coeficiente de Compacidad (Kc) sitúa las cuatro subcuencas como oval-oblonga. El Radio de Elongación (Re), según Schumm (1956), señala que las cuatro subcuencas son elongadas, mientras que según Bull & MC. Fadden (1997), la subcuenca de La Vinilla-Casablanca se categoriza como tectónicamente activa, mientras que el resto de subcuencas estarían ligeramente

activas. Por su parte, la Textura del Drenaje, clasifica las cuatro subcuencas en textura muy gruesa característica de litologías resistentes a la erosión (Sukristiyanti *et al.*, 2017). El Factor de Asimetría indica que la subcuenca Lo Ovalle se encuentra sujeta a inclinación con canal principal desplazado a la izquierda, y que el resto de las subcuencas de Casablanca se encuentra sujetas a inclinación con sus canales principales desplazados a la derecha.



**Figura 4.3.** Ubicación de los valles y red de drenaje principal dentro de la Cuenca del Estero Casablanca. Elaboración propia.



**Tabla 4.1.** Resultados de los parámetros morfométricos utilizados para cada subcuenca de la Cuenca del Estero Casablanca. Elaboración propia.

	Vinilla-Casablanca	Lo Orozco	Lo Ovalle	Los Perales de Tapihue
Factor de Forma	0,13	0,26	0,23	0,33
Índice de Circularidad	0,12	0,24	0,25	0,29
Coficiente de Compacidad	2,84	2,01	1,98	1,83
Radio de Elongación	0,42	0,58	0,54	0,65
Textura de Drenaje	0,001	0,001	0,001	0,001
Factor de Asimetría	36,33	37,61	54,67	27,85

#### 4.2.2. Unidades Geológicas

El basamento de la zona de estudio son principalmente rocas intrusivas del Mesozoico Temprano, mientras que el relleno sedimentario de la cuenca corresponde a material aluvial, coluvial y fluvial del Cuaternario.

La definición de las unidades geológicas que afloran en el área está hecha en base al Mapa Geológico del Área de Valparaíso-Curacaví, escala 1:100.000 (**Figura 4.4**), realizado por Gana *et al.* (1996) para el Servicio Nacional de Geología y Minería, SERNAGEOMIN.

#### Depósitos

##### *Depósitos Coluviales, Qc (Holoceno)*

Ubicados en las cercanías a las laderas de la cuenca, especialmente abundantes en el valle de Los Perales de Tapihue, y más escaso en el valle Lo Orozco. Corresponden a sedimentos no consolidados, ubicados en las cabeceras de las quebradas; comprenden principalmente depósitos gravitacionales productos de flujos en masa, matriz soportados, de muy mala selección granulométrica, que pueden incluir desde bloques hasta arcillas, interdigitados con lentes de arenas y gravas generados por pequeños cursos de agua, permanentes o esporádicos.

##### *Depósitos Aluviales, Qa (Holoceno)*

Se presentan a lo largo del valle Lo Orozco y en la cabecera del valle Lo Ovalle. Corresponden a sedimentos no consolidados, ubicados en zonas de llanura; comprenden

principalmente depósitos fluviales con depósitos gravitacionales interdigitados (flujos de barro, flujos de detritos), compuestos por gravas, arenas y limo.

#### *Depósitos Fluviales, Qf (Holoceno)*

Se encuentran a lo largo de los esteros presentes en la cuenca y representan sedimentos no consolidados de cursos fluviales activos. Predominan facies de relleno de canal con base erosiva, constituidas por gravas clasto soportadas, compuestas por bolones redondeados a bien redondeados de baja esfericidad, en parte imbricados; lentes de arenas con estratificación plana-horizontal y cruzada y escasos limos finamente laminados.

#### *Depósitos Fluviales Subactuales, Qfs (Holoceno)*

Presentes en los márgenes del sector oriental del Estero Casablanca, particularmente en el centro oeste de la cuenca. Son sedimentos no consolidados de cursos fluviales abandonados, compuestos por gravas, arenas y limos, con desarrollo de cubierta vegetal y reconocidos a un mismo nivel topográfico con respecto al curso fluvial activo.

#### *Depósitos de Terrazas de Abrasión, QTt (Plioceno – Pleistoceno)*

Ubicados en todo el valle de La Vinilla-Casablanca, así como también en el valle Los Perales y el sector suroeste del Estero Lo Ovalle. Corresponden a unidades morfológicas de erosión marina labradas sobre intrusivos paleozoicos y jurásicos, preservadas en la zona costera, a cotas variables entre los 40 y 550 m s.n.m. Dentro de este grupo se incluyen terrazas de abrasión sin cubierta sedimentaria, terrazas con una cubierta de arenas cuarzosas, posiblemente marinas, y terrazas con cubierta aluvial.

### **Rocas Intrusivas**

#### *Gabros de Dos Piroxenos y Dioritas de Hornblenda – Piroxeno, Kdg (Cretácico Inferior – Cretácico Superior)*

Presentes en el borde noreste de la cuenca hidrográfica, en la divisoria de aguas, del Estero Casablanca. Representan rocas mesocráticas a melanocráticas de grano medio a grueso, textura hipidiomórfica granular, con ortopiroxeno (hyperstena) y clinopiroxeno con láminas de exsolución de titanita y coronas de biotita alojando minerales opacos, con un 52-58% de SiO<sub>2</sub>. Se presentan como stocks subcirculares de 0,7-1,5 km que intruyen rocas plutónicas del Jurásico (Jlt), y que a su vez se encuentran intruidos por granodioritas cretácicas. Registran edad K-Ar en biotita de  $96 \pm 2$  Ma.

#### *Monzogranitos de Anfíbola – Biotita, Jlg (Jurásico)*

Ubicados en la divisoria de aguas oriente de la cuenca, particularmente en el Cerro El Peumo. Representan rocas leucocráticas de grano grueso, con textura hipidiomórfica granular, plagioclasa zonada, y anfíbola y ortoclasa con texturas poikilíticas con cuarzo, además de un 70-75% de SiO<sub>2</sub>. Constituyen plutones circulares de 2-6 km de diámetro, que intruyen, en contacto nítido, a tonalitas jurásicas (Jlt).

#### *Tonalitas y Granodioritas de Anfíbola – Biotita, Jlt (Jurásico)*

Se presenta en los relieves circundantes a la cabecera del valle La Vinilla-Casablanca, y en torno a todo el valle Los Perales. Representan rocas leucocráticas de grano medio a grueso, con escasas inclusiones (<1%) microdioríticas subredondeadas; textura hipidiomórfica granular, con plagioclasas zonadas, ocasionalmente con bordes miermekíticos, además de ortoclasa y microclina perfitica, hornblenda reemplaza por biotita entrecida en forma lamelar con eseno. Abundante apatito, circón y epidora accesorios, así como opacos granulares asociados a los minerales máficos. Presentan composiciones calcoalcalinas de K intermedio, 58-75% SiO<sub>2</sub>. Posee contactos graduales con rocas jurásicas (Jp), generando zonas de alteración hidrotermal. Se han registrado edades K-Ar en biotita en el intervalo 150-165 Ma, en anfíbola 161 ± 4 Ma; isócrona Rb-Sr en roca total de 173 ± 28 Ma (Hervé *et al.*, 1988).

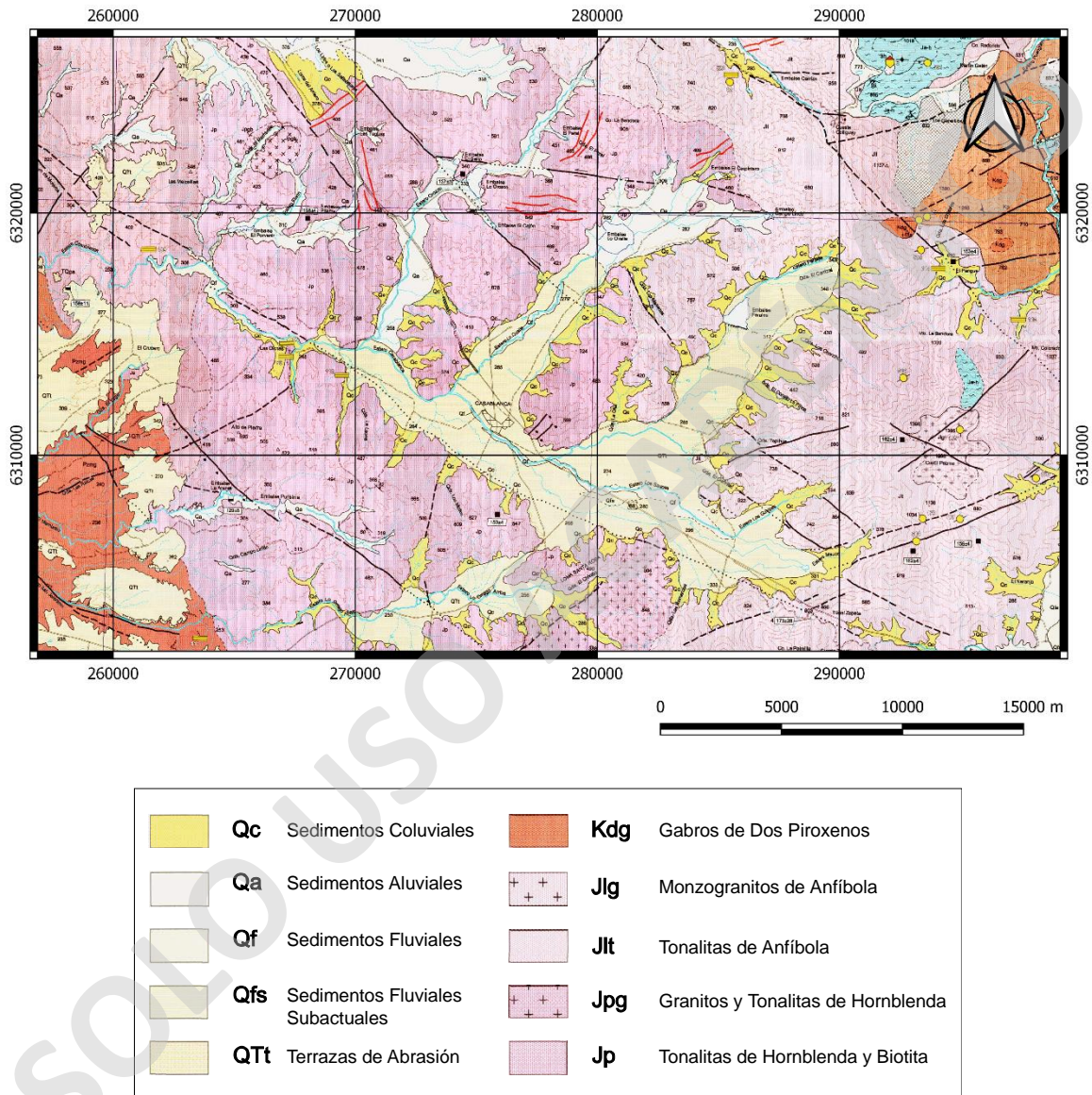
#### *Granitos, Tonalitas y Granodioritas de Hornblenda – Biotita, Jpg (Jurásico)*

Se encuentran de manera minoritaria en los relieves hacia el sur del Estero Casablanca, particularmente hacia la cabecera del valle La Vinilla-Casablanca. Son rocas leucocráticas con tonos amarillos, de grano medio a fino, textura alotriomórfica granular, y localmente gnésicas. Posee cristales con bordes de reabsorción en cuarzo, e intercrecimiento mirmequítico en bordes de plagioclasa, además de feldespatos zonados con bordes micrográficos en ortoclasa micropertítica. Contiene un 70-72% de SiO<sub>2</sub>, y son calcoalcalinas de bajo K. Su disposición forma un plutón complejo de 16 km de longitud. Registra edades K-Ar en biotita de 152 ± 4 y 143 Ma (Corvalán y Munizaga, 1972).

#### *Tonalitas de Hornblenda – Biotita y Monzodioritas Cuarcíferas, Jp (Jurásico)*

Se presentan en los relieves circundantes al relleno sedimentario centro y occidental de la Cuenca del Estero Casablanca. Corresponden a rocas leucocráticas de grano fino a grueso, con abundantes inclusiones básicas. Presenta textura alotromórfica granular e

inequigranular seriada. Contiene 60-65% de SiO<sub>2</sub>, y son rocas calcoalcalinas. Posee contactos graduales con granitoides (Jlt), y se encuentra atravesada por enjambres de diques de composición diorítica, granítica y aplítica. Registra edades K- Ar en biotita de 160 ± 4, 158 ± 4, 153 ± 4 Ma, y en anfíbola de 129 ± 8 Ma.



**Figura 4.4.** Mapa Geológico Regional reducido de escala 1:100.000 de la Cuenca del Estero Casablanca. Extraído y modificado de Gana *et al.* (1996).

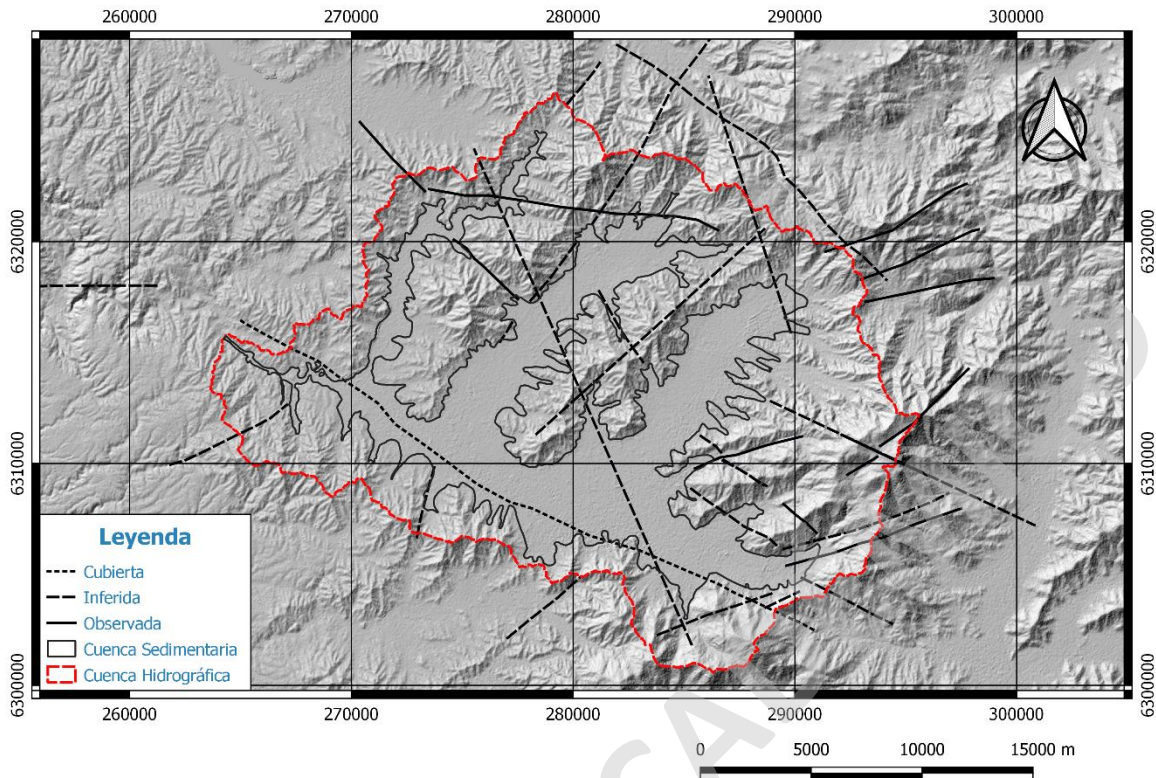
#### 4.2.3. Geología Estructural

La Cuenca del Estero Casablanca se encuentra en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, en el sector Valparaíso-Curacaví. Según Gana *et al.* (1996), dentro de esta unidad se reconocen dos dominios estructurales:

- a) Dominio oriental, caracterizado por un relieve abrupto y montañoso de la Cordillera de la Costa que alcanza alturas de 2.000 m s.n.m. Constituido por rocas intrusivas del batolito Cretácico, en parte Jurásico, y secuencias volcano-sedimentarias del Jurásico al Cretácico Inferior (formaciones Ajial, Cerro Calera, Horqueta, Lo Prado y Veta Negra), que constituyen un bloque monoclinial de rumbo nornoreste a nornoroeste, cuyos estratos alcanzan una inclinación promedio de 40° hacia el este.
- b) Dominio occidental, donde se sitúa el caso de estudio, con morfología de relieve maduro, caracterizado por niveles de terrazas de abrasión, cuya altura varía entre los 100 y 500 m s.n.m. Constituido por un basamento plutónico-metamórfico del Paleozoico-Jurásico Medio, y escasos remanentes de rocas sedimentarias del Cretácico Superior-Paleógeno (Estratos de Quebrada Municipalidad y Estratos de Algarrobo) de rumbo nor-noreste con inclinación de 15° hacia el oeste. Predomina un sistema de estructuras en bloques, limitados por fallas noroeste y noreste, de desplazamiento vertical post-Plioceno, sobreimpuesta a un movimiento de rumbo, con rotación de bloques, que en parte, afectan a las rocas Cretácicas de la Cordillera de la Costa.

Por otro lado, Sabaj (2008), genera un inventario fallas dentro de la zona central, clasificadas según su orientación, y basados en un trabajo estructural de campo y el análisis de fotografías aéreas (**Figura 4.5**), coincidiendo estas con la morfología del sector.





**Figura 4.5.** Fallas observadas, inferidas, y cubiertas en la zona de estudio. Elaboración propia en base a datos de Sabaj (2008).

### 4.3. Hidrogeología Local

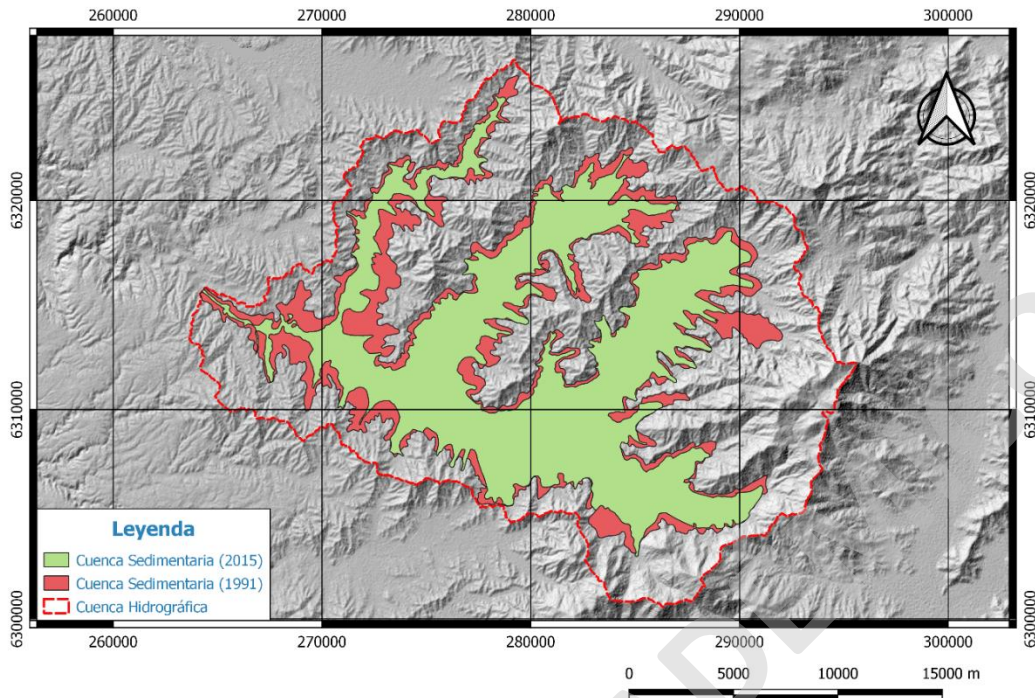
#### 4.3.1. Geometría del Acuífero

##### Límite del Relleno Sedimentario

Los límites del relleno sedimentario para la Cuenca del Estero Casablanca fueron establecidos en primera instancia en el año 1991 (DGA/AC Ingenieros, 1991), los cuales se mantuvieron vigentes hasta el año 2015. El motivo de la modificación (**Figura 4.6**) planteado por Rizzo (DGA/Rizzo, 2015), se basa en que el límite anterior incluía material meteorizado *in situ*, y zonas meteorizadas transformadas en zonas de labranzas.

La metodología para la nueva delimitación se basó en el análisis de la documentación existente, reconocimiento a través de imágenes satelitales y levantamiento en terreno.

Para fines de este estudio, se considerará como “cuenca sedimentaria” el límite sedimentario realizado por DGA/Rizzo (2015), puesto que el modelo numérico del acuífero se encuentra calibrado para tales bordes.

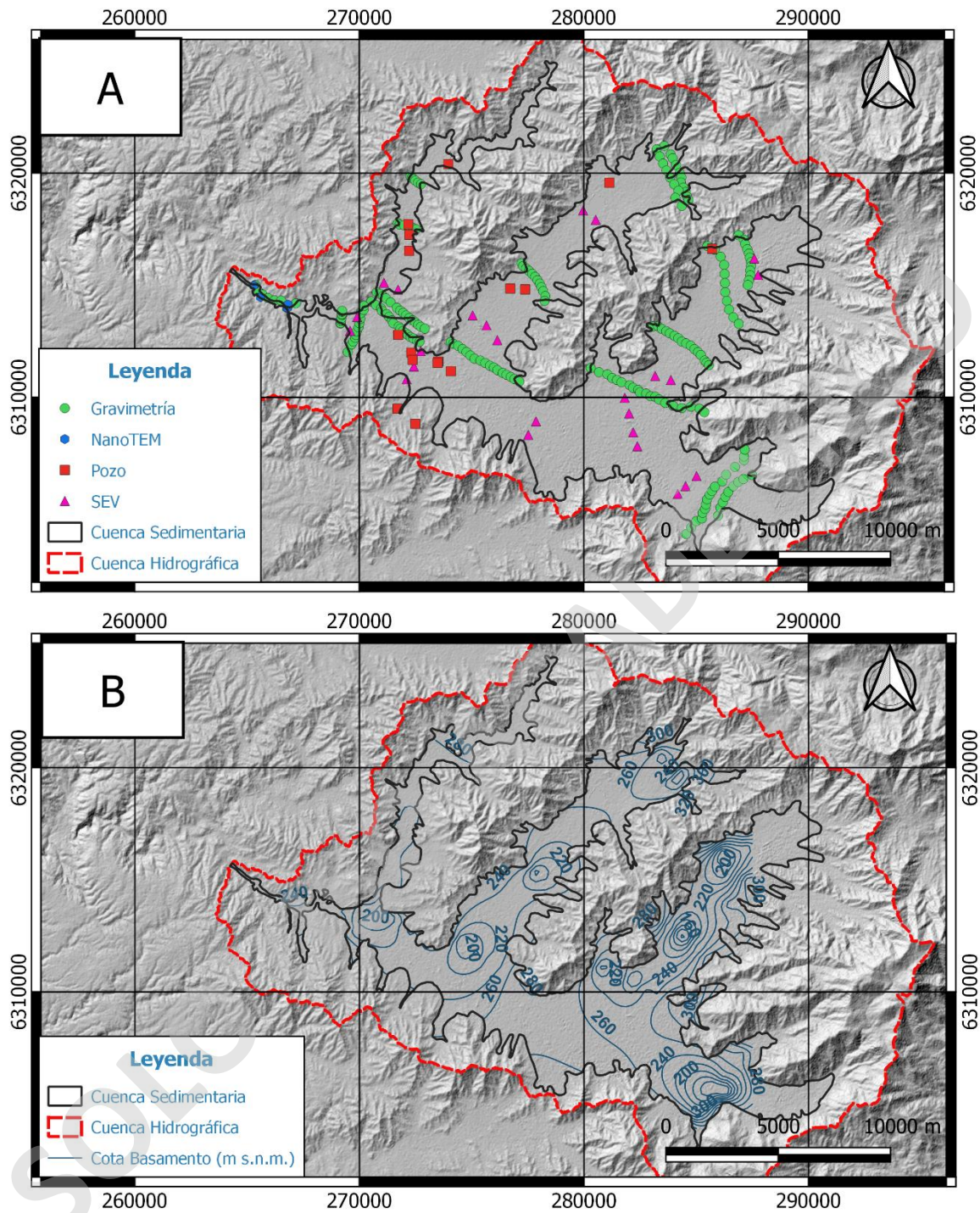


**Figura 4.6.** Diferencias entre delimitaciones de la cuenca sedimentaria realizadas el año 1991 y 2015. Extraído y modificado de DGA/Rizzo (2015).

### Profundidad del Basamento

Dentro de los modelos hidrogeológicos realizados en la Cuenca del Estero Casablanca (DGA/AC Ingenieros, 1991; DGA/Rizzo, 2015), se ha considerado el levantamiento de campañas geofísicas orientadas a conocer la geometría del acuífero y la profundidad del basamento. Las mediciones geofísicas realizadas corresponden a 25 sondeos eléctricos verticales (SEV) (DGA/AC Ingenieros, 1991), 5 estaciones de transiente electromagnético (nanoTEM), y 207 estaciones gravimétricas distribuidas en 17 líneas (2 en las cabeceras y 2 en las salidas de cada valle) (DGA/Rizzo, 2015). La distribución de los puntos de medición geofísica se presenta en la **Figura 4.7a**.





**Figura 4.7.** A) Ubicación de mediciones gravimétricas realizadas dentro de la Cuenca del Estero Casablanca. Elaboración propia en base a datos de DGA/AC Ingenieros (1991) y DGA/Rizzo (2015); y B) Profundidad (m s.n.m.) del basamento rocoso de la Cuenca del Estero Casablanca. Extraído y modificado de DGA/Rizzo (2015).



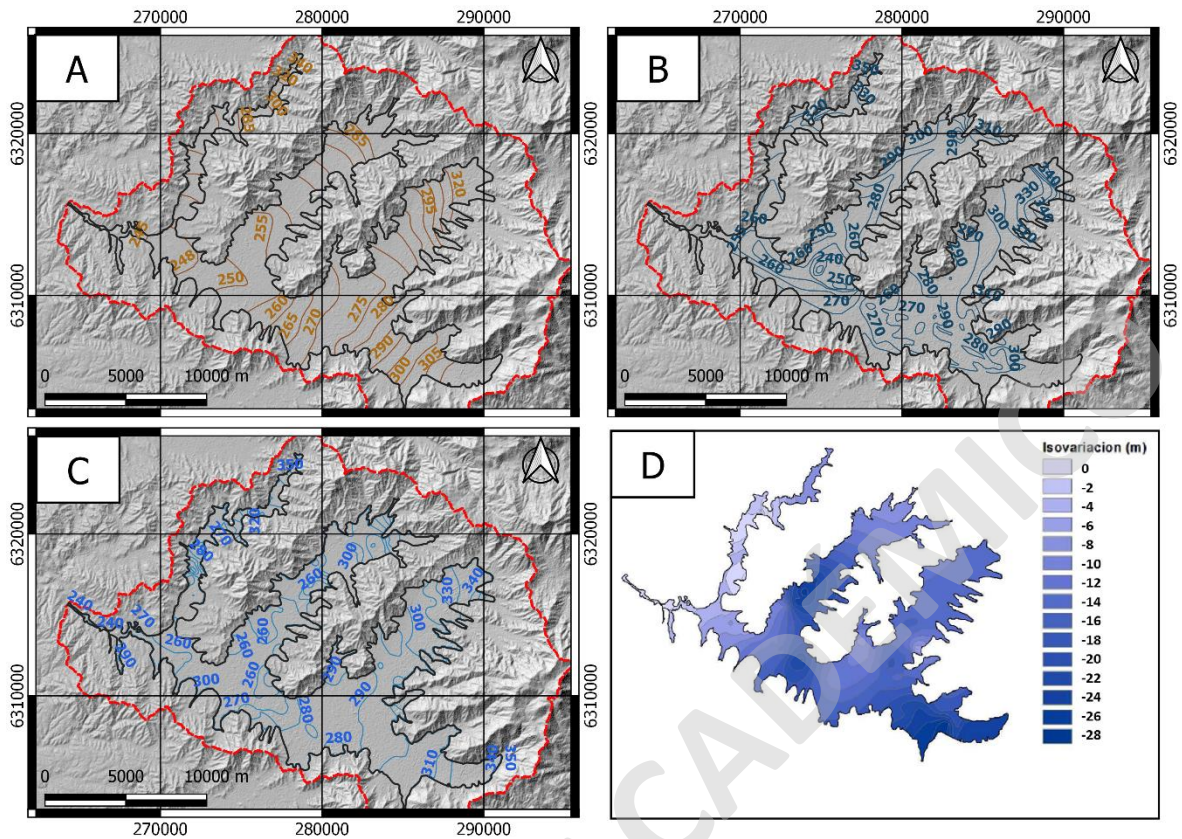
La profundidad del basamento rocoso (**Figura 4.7b**) se obtuvo mediante la interpolación por *kriging* en el *software Surfer* (DGA/Rizzo, 2015). Esta superficie consideró como *input* solo mediciones indirectas, correspondientes a los datos gravimétricos y nanoTEM, generando una superficie discontinua y que plantea que las mayores profundidades se localizan en el valle Los Perales de Tapihue, y en el sector de la cabecera del valle La Vinilla-Casablanca, mientras que la menor potencia sedimentaria se presenta en los valles de Lo Orozco y Lo Ovalle.

#### **4.3.2. Niveles Piezométricos**

Los análisis de niveles (piezometría) entregan información fundamental para caracterizar el funcionamiento de un acuífero. Desde la perspectiva temporal, permiten entender el comportamiento y establecer tendencias, mientras que desde la perspectiva espacial son útiles para establecer la distribución, gradientes y sentido de escurrimiento (SEA, 2012).

La piezometría de la Cuenca del Estero Casablanca ha sido caracterizada en tres ocasiones. La primera (DGA/AC Ingenieros, 1991) contó con el catastro de 210 captaciones de agua subterránea, la segunda (DGA, 2004) con 535, y la tercera con 466 (DGA/Rizzo, 2015). Los mapas piezométricos generados en cada estudio se presentan en la **Figura 4.8**.

Por otra parte, Rizzo (DGA/Rizzo, 2015) generó un mapa de isovariación de profundidades (**Figura 4.8d**), el cual contrasta la información de profundidades de los niveles freáticos medidos en el año 1991 (DGA/AC Ingenieros, 1991), contra los medidos en el año 2015 (DGA/Rizzo, 2015), de esta manera se registran sectores de la Cuenca del Estero Casablanca donde se han producido descensos en el orden de los 20 m en los últimos 24 años y que, particularmente, los lugares más afectados corresponden a los lugares alejados a la población de Casablanca y a la cabecera del valle La Vinilla-Casablanca.



**Figura 4.8.** A) Mapa piezométrico para el año 1991; B) Mapa piezométrico para el año 2004; C) Mapa piezométrico para el año 2015; y D) Mapa de isovariación de profundidades del nivel freático para mediciones del año 1991 versus 2015. Mapas digitalizados y extraídos de DGA/AC Ingenieros (1991), DGA (2004), DGA/Rizzo (2015), y DGA/Rizzo (2015), respectivamente.

#### 4.3.3. Balance Hídrico

El balance realizado para la Cuenca del Estero Casablanca (DGA/Rizzo, 2015), cuantificó la recarga hacia los acuíferos a partir de los diferentes elementos hidrológicos que componen la cuenca, además de establecer la serie de bombeos (explotación del acuífero) que constituyen la demanda de agua en la cuenca. Esta conceptualización entrega como producto un balance hídrico para el acuífero, cuyos resultados se expresan en la **Tabla 4.2**.

**Tabla 4.2.** Recarga y bombeo ( $m^3/s$ ) promedio de los acuíferos asociados a cada subcuenca de la Cuenca del Estero Casablanca. Extraído y modificado de DGA/Rizzo (2015).

Acuífero – Subcuenca	Entradas ( $m^3/s$ )	Salidas ( $m^3/s$ )
Lo Orozco	0,244	0,163
Lo Ovalle	0,557	0,791
Los Perales de Tapihue	0,415	0,608
La Vinilla-Casablanca	1,173	1,679
Las Dichas	0,133	0,023
<b>Total Cuenca</b>	<b>2,521</b>	<b>3,264</b>

En base a lo anterior, DGA/Rizzo (2015) definen la cuenca en una situación netamente deficitaria, tanto por la escasez de precipitaciones de la zona, como el exceso de bombeo subterráneo, lo que explica el déficit en el balance y, a la vez, la disminución histórica de niveles de agua subterránea que presenta el acuífero de Casablanca.

SOLO USO ACADÉMICO

## 5. RESULTADOS

### 5.1. Base de Datos

Se elaboró una base de datos que unificara la información disponible sobre la profundidad del basamento rocoso, en m s.n.m., de la Cuenca del Estero Casablanca. Esta consideró perforaciones, métodos geofísicos de gravimetría<sup>1</sup>, nanoTEM, sondeos eléctricos verticales, y un modelo digital de elevación<sup>2</sup> (MDE), las cuales aportan información de la elevación del basamento tanto subsuperficial, como superficial. Una descripción general de la base de datos se expone en la **Tabla 5.1**.

Para fines de este estudio, no se consideró el posible impacto que puedan tener las distintas fuentes de información. Esto debido a la baja densidad de datos disponibles a lo largo de la cuenca, y a que se ubican demasiado distanciados entre ellos, lo cual será abordado en las próximas secciones.

**Tabla 5.1.** Resumen de la base de datos generada para la Cuenca del Estero Casablanca con información sobre la profundidad del basamento rocoso. Elaboración propia.

Medición	Número de datos	Categoría	Profundidad	Fuente
Directa in situ	16	Perforación	Subsuperficial	Informes de perforación DGA
Indirecta in situ	209	Gravimetría	Subsuperficial	DGA/Rizzo (2015)
	5	NanoTEM		DGA/Rizzo (2015)
	25	Sondeo eléctrico vertical		DGA/AC Ingenieros (1991)
Indirecta no realizada in situ	3.352	Cuenca sedimentaria <sup>3</sup>	Superficial	Este trabajo

#### 5.1.1. Distribución de los Datos

Las muestras no siguen una malla regular de muestreo (**Figura 5.1**). Las mediciones realizadas in situ están dispuestas con separaciones que van desde los 200 m, en rectas semi-regulares para el caso de las líneas gravimétricas, hasta los 3.000 m en un escenario

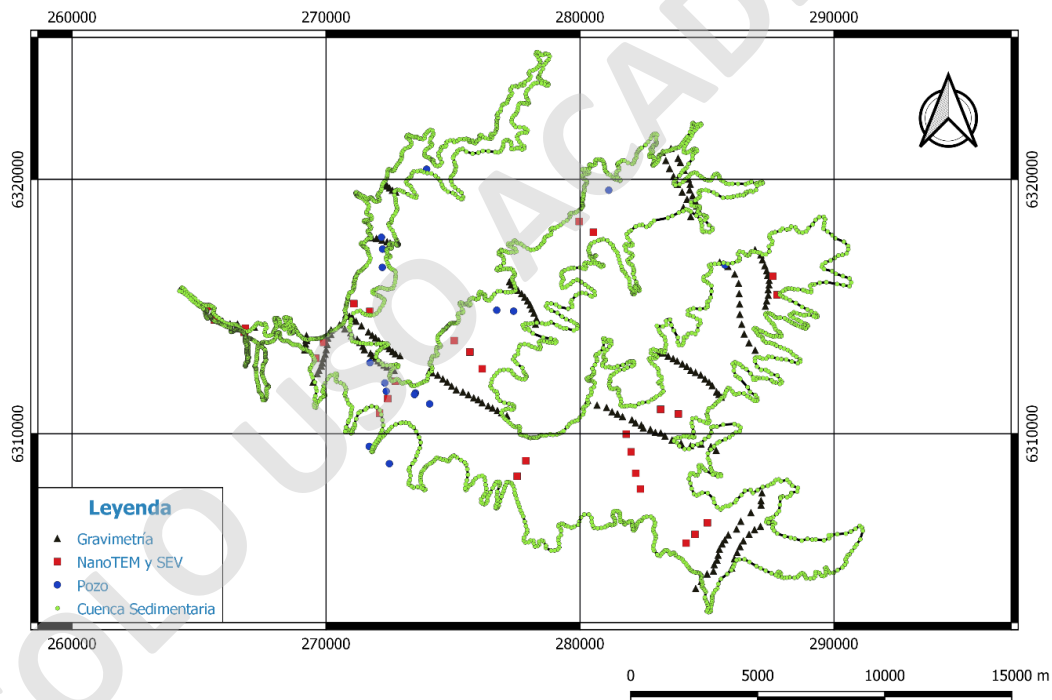
<sup>1</sup> Se utiliza una densidad de contraste de -0,5 gr/cc. Información disponible en Anexo 4 (página 15) de DGA/Rizzo (2015).

<sup>2</sup> Se utiliza un MDE con resolución en Z de 13 m, facilitado por el Centro de Observación de la Tierra HEMERA de la Universidad Mayor.

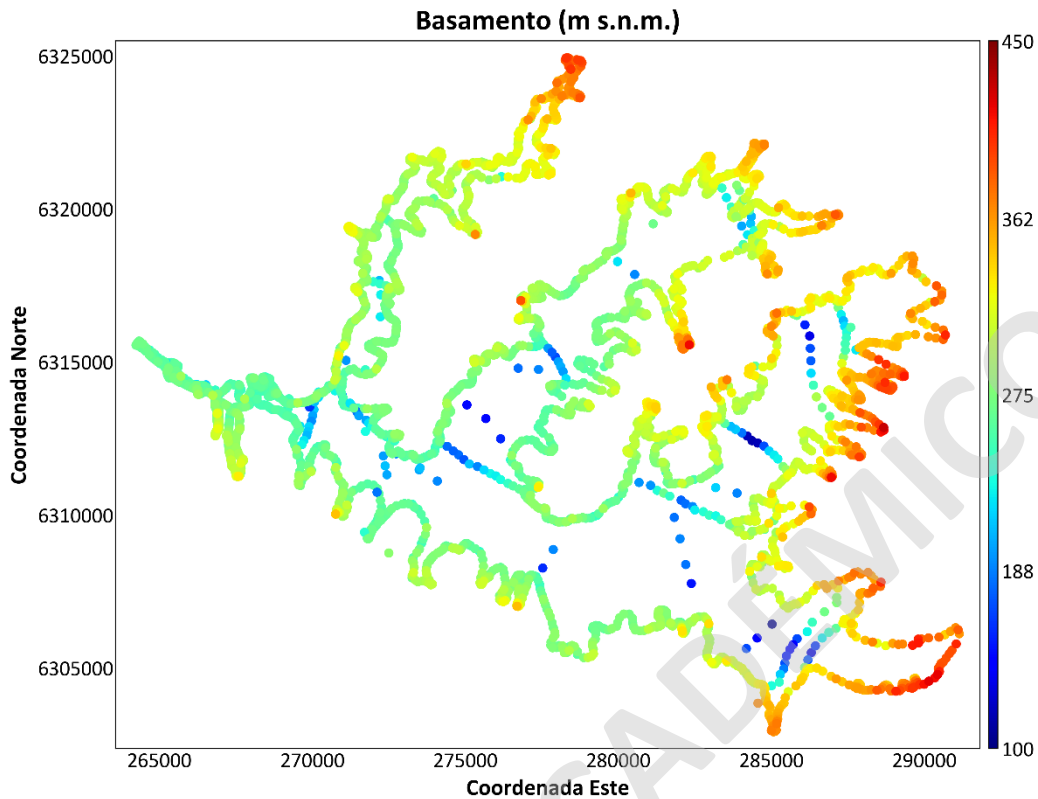
<sup>3</sup> Correspondiente a la elevación del contacto roca-relleno en superficie (ver **4.3.1**), obtenido a través de un modelo de elevación digital.

distinto a esta. Por otro lado, las mediciones no realizadas in situ están espaciadas desde 70 m hasta 300 m, con un promedio de 150 m de distanciamiento.

La profundidad, en m s.n.m. (**Figura 5.2**), se dispone de manera heterogénea dentro de la cuenca, cuyos valores mayores están asociados al límite de la cuenca sedimentaria, puesto que corresponden al dato de la ubicación del basamento en la superficie del relieve actual y, los valores menores, están asociados a la información subsuperficial del basamento, obtenida a través de métodos de perforación y/o métodos geofísicos. Otro aspecto relevante es que las zonas más profundas se ubican hacia el eje axial de cada subcuenca, lo que es visible para los casos de los valles Vinilla-Casablanca, Los Perales de Tapihue, y Lo Ovalle, que corresponden a los valles de mayor envergadura de la cuenca, mientras que, para el valle Lo Orozco, las profundidades son considerablemente menores, siendo este, la subcuenca más angosta (**Figura 5.2**).



**Figura 5.1.** Distribución de todas las muestras disponibles del basamento rocoso agrupadas por categorías. Elaboración propia.



**Figura 5.2.** Distribución de los valores medidos de la profundidad del basamento rocoso en m s.n.m. para cada dato. Elaboración propia.

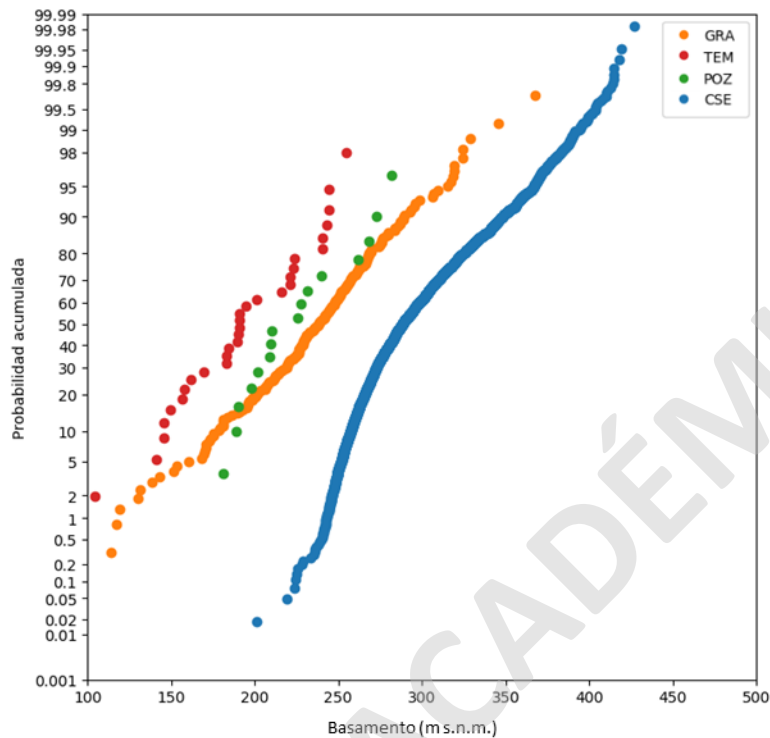
### 5.1.2. Estadística Variable Continua

Para analizar la variable se agrupó las mediciones de sondeo eléctrico vertical y nanoTEM, puesto que ambos métodos geofísicos se basan en medir la resistividad del medio y, además, ésta última posee sólo cinco muestras en total, por lo que analizarla por separado no sería representativo.

Del análisis estadístico de la base de datos se desprendieron dos aspectos relevantes. Primero, no hay suficientes muestras (**Anexo 10.1**) de los distintos tipos de medición directa e indirecta para explorar las diferencias en las distribuciones que se presentan en la **Figura 5.3**. Segundo, se evidenció un contraste de valores entre las profundidades subsuperficial y superficial, proveniente del borde de la cuenca sedimentaria (**Figura 5.3**), lo cual es acorde a los distintos tipos de información que aporta cada uno.

Lo anterior representa un problema, puesto que combinar datos que representan partes distintas de la superficie a modelar, y que además se encuentran en densidades distintas, resultaría en una interpolación errada de las profundidades, debido a una mayor

incorporación de muestras del borde de la cuenca sedimentaria por sobre las otras mediciones.



**Figura 5.3.** Distribución de probabilidad acumulada para las cuatro categorías disponibles. GRA: Gravimetría; TEM: NanoTEM y sondeo eléctrico vertical; POZ: Perforaciones; CSE: Cuenca sedimentaria. Elaboración propia.

Por otra parte, fue necesario considerar que los datos se distribuyen en distintas subcuencas, por lo que estos también deben ser divididos bajo el mismo criterio, ya que la información de profundidad de una subcuenca no necesariamente aporta antecedentes sobre los procesos erosivos que sufrió la subcuenca adyacente. Así, se evita una distorsión de profundidades al momento de interpolar los datos.

### 5.1.3. Estadística Variable Continua por Valles

En base a lo expuesto, se procedió a evaluar la variable en función de cada subcuenca. La división fue realizada en la línea gravimétrica ubicada en la desembocadura de cada valle tributario (**Figura 5.1**), dado que es un límite en el cual se comparte información de profundidad del basamento rocoso con el valle principal.

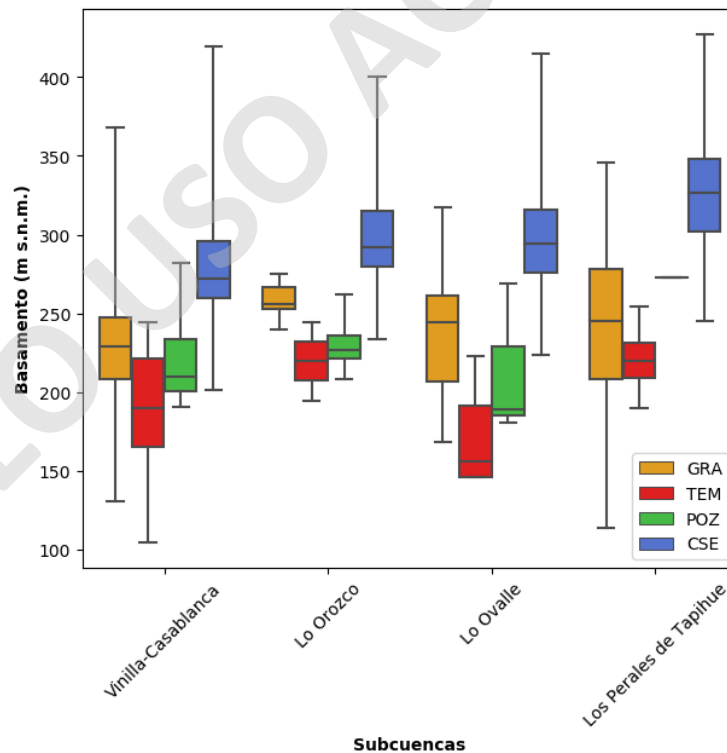
La división se consideró como un límite suave, es decir, la línea gravimétrica, que funciona como división, es información compartida para cada subcuenca en contacto. Esta decisión se funda en que existe una baja densidad de información del basamento subsuperficial y,



además, porque los aspectos geométricos del basamento en tales zonas son características compartidas entre las subcuencas en contacto (**Figura 5.2**).

El análisis de los datos para cada subcuenca se enfocó en las observaciones de gravimetría (GRA) y cuenca sedimentaria (CSE), puesto que, al hacer esta división, los números de datos para transiente electromagnético (TEM) y perforaciones (POZ) disminuyen a un nivel poco representativo (**Anexo 10.2**).

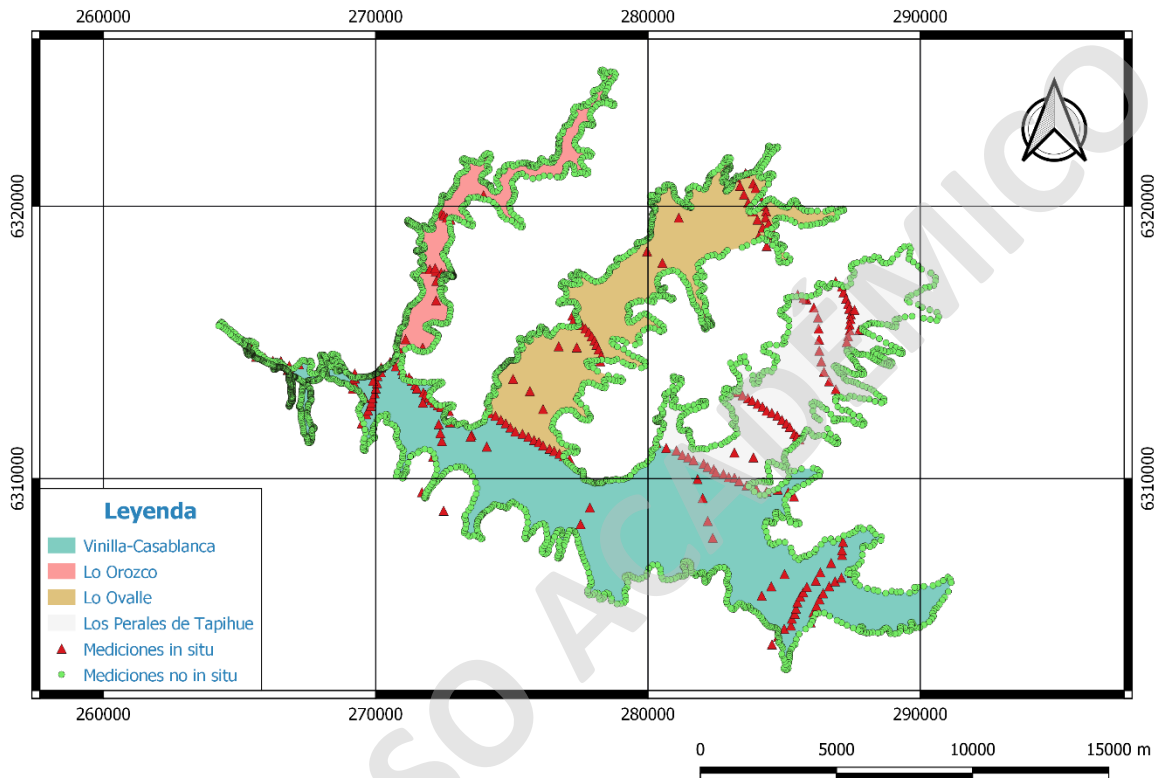
Dicho esto, a partir de la **Figura 5.4** se evidenciaron diferencias de elevación tanto superficial como subsuperficial. Las variaciones de elevaciones subsuperficiales (GRA) (**Figura 5.4**), apreciadas en las diferencias de rangos intercuartiles, fueron distintas valle a valle, presentándose, de menor a mayor, en Lo Orozco, Vinilla-Casablanca, Lo Ovalle, y Los Perales de Tapihue, indicando que la distribución de las profundidades del basamento son distintas para cada una de las subcuencas. Para las elevaciones superficiales (CSE) la situación fue distinta, en donde no se registraron grandes contrastes en términos de variación (**Figura 5.4**), sino que, en los valores de altitud, siendo concordante con la relación entre subcuenca principal y subcuencas tributarias.



**Figura 5.4.** Diagramas de cajas para las cuatro subcuencas de la Cuenca del Estero Casablanca, y para cada categoría de medición. GRA: Gravimetría; TEM: NanoTEM y sondeo eléctrico vertical; POZ: Perforaciones; CSE: Cuenca sedimentaria. Elaboración propia.



En vista de lo expuesto, se procedió a considerar una segregación de la base de datos, tanto por el tipo información que aporta cada categoría, es decir, subsuperficial o superficial; y también por cada subcuenca, lo cual se expone en la **Figura 5.5**.



**Figura 5.5.** División en cuatro subcuencas y distribución de las dos categorías de datos: Mediciones in situ (gravimetría, GRA; nanoTEM y sondeos eléctricos verticales, TEM; y perforaciones, POZ) y Mediciones no in situ (cuenca sedimentaria, CSE). Elaboración propia.

## 5.2. Análisis Variográfico

Como consecuencia del capítulo anterior, la correlación espacial se analizó por subcuencas, pero empleando todos los datos disponibles. Esta decisión radica en que no es posible calcular un variograma experimental para las mediciones subsuperficiales por separado, debido al bajo número de observaciones disponibles. Si bien esta decisión implica que se estaría modelando la correlación espacial de los datos de superficie, puesto que son los que están en mayor cantidad, permitirá capturar las diferencias de correlación espacial entre subcuencas.

Aclarado lo anterior, el cálculo de los variogramas experimentales en la dimensión  $\mathbb{R}^2$  (ver capítulo 3.2.3), consideró los parámetros planteados en el **Anexo 10.3**, los cuales fueron ajustados para cada subcuenca.

Para modelar los variogramas experimentales a partir de los datos experimentales (**Figura 5.6**) se utilizó una meseta estandarizada igual a 1 y dos estructuras para cada valle, cuyo detalle se presenta en la **Tabla 5.2**.

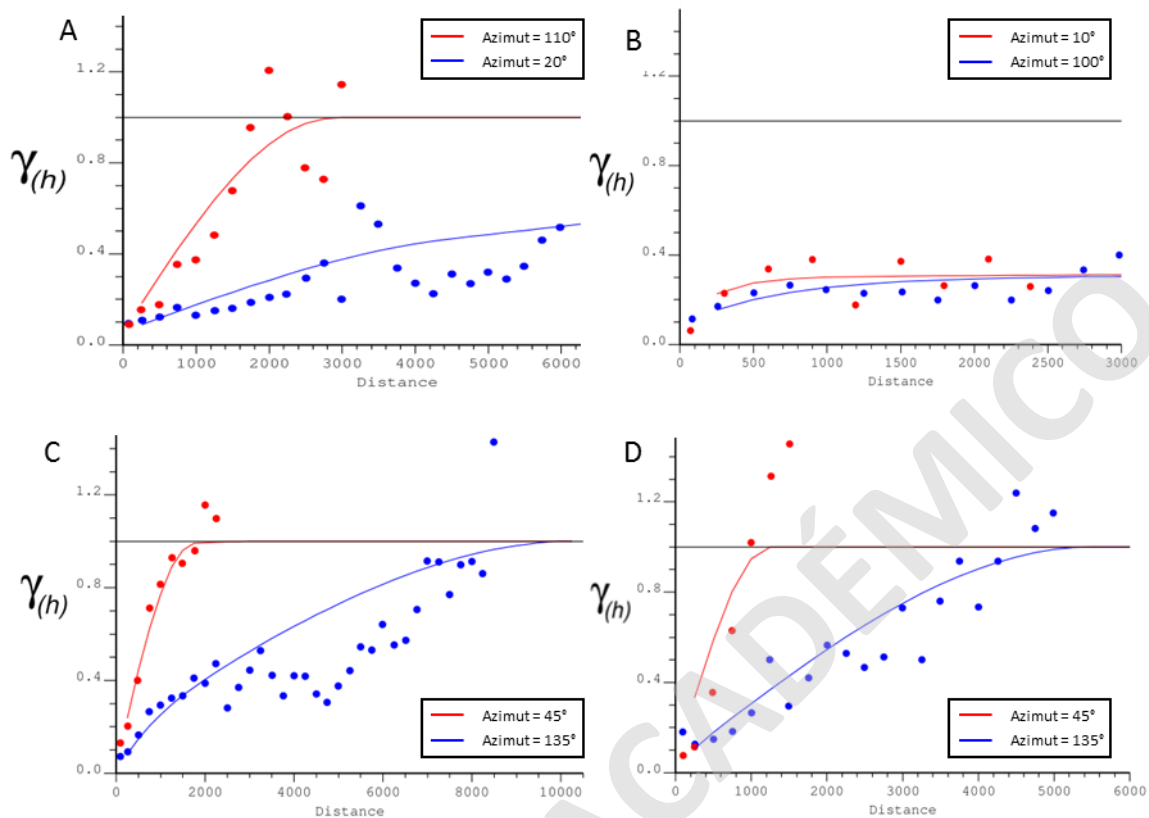
**Tabla 5.2.** Parámetros utilizados para modelar los variogramas experimentales para cada valle. Elaboración propia.

Valle	Efecto pepita	Estructura	Tipo	Contribución	Alcance máximo (m)	Alcance mínimo (m)
Vinilla-Casablanca	0,06	#1	Esférico	0,24	4.500	2.500
		#2	Esférico	0,70	28.000	3.000
Orozco	0,09	#1	Exponencial	0,21	2.030	714
		#2	Esférico	0,70	459.999	251.999
Ovalle	0,00	#1	Exponencial	0,18	2.180	1.750
		#2	Esférico	0,82	10.300	1.750
Perales de Tapihue	0,00	#1	Exponencial	0,05	400	100
		#2	Esférico	0,95	5.500	1.250

A partir de los variogramas experimentales, se observó una consistencia entre las direcciones de máxima y mínima continuidad con las orientaciones de cada subcuenca. En donde la variabilidad total es alcanzada en la dirección de la cuenca, mientras que, los mayores alcances corresponden a la dirección ortogonal. Esto es concordante con la característica no estacionaria de la variable elevación (**Figura 5.6**).

Debido a lo anterior, el variograma de Vinilla-Casablanca fue modelado (**Figura 5.6**) considerando una anisotropía zonal en la dirección ortogonal a la orientación de la subcuenca.

Para el caso de Lo Orozco, la anisotropía zonal fue considerada para ambas direcciones (**Figura 5.6**), lo que se explica por los cambios de orientación que tiene la geometría de dicha subcuenca, lo cual no permite que existan suficientes pares en la dirección de máxima elongación de la subcuenca (*azimut* 10°).



**Figura 5.6.** Variogramas experimentales y modelados para cada valle: A) Vinilla-Casablanca; B) Lo Orozco; C) Lo Ovalle, y; D) Los Perales de Tapihue. Elaboración propia.

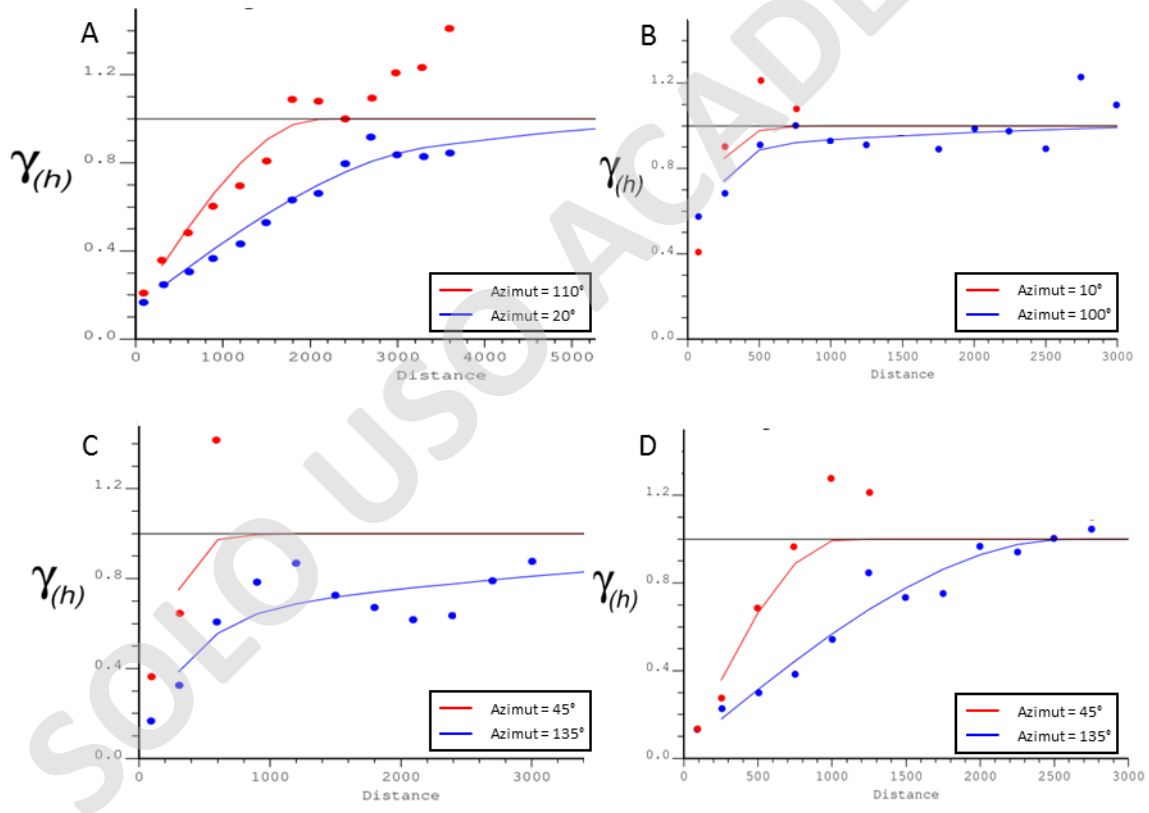
Dado que la variable de profundidad no es estacionaria, y muestra una tendencia sistemática en la dirección de máxima elongación de cada subcuenca, más, el hecho que una de las metodologías de estimación utilizadas en este trabajo es el kriging con tendencia, es que se procedió a generar el análisis variográfico sobre los residuos.

Lo anterior se llevó a cabo con los mismos términos expuestos en el **Anexo 10.3**, pero con distintos parámetros de modelación (**Tabla 5.3**).

En la correlación espacial de los residuos, se distingue una disminución de los alcances de continuidad en ambas direcciones, para todas las subcuencas, lo cual es esperable después de haber removido la tendencia de los datos.

**Tabla 5.3.** Parámetros utilizados para modelar los variogramas experimentales de los residuos para cada valle. Elaboración propia

Valle	Efecto pepita	Estructura	Tipo	Contribución	Alcance máximo (m)	Alcance mínimo (m)
Vinilla-Casablanca	0,15	#1	Esférico	0,52	3.400	2.000
		#2	Esférico	0,33	7.700	2.270
Orozco	0,00	#1	Exponencial	0,90	450	350
		#2	Esférico	0,10	4.000	700
Ovalle	0,00	#1	Exponencial	0,64	1.060	540
		#2	Esférico	0,36	9.200	660
Perales de Tapihue	0,00	#1	Exponencial	0,04	23	1.050
		#2	Esférico	0,96	2.600	1.050



**Figura 5.7.** Variogramas experimentales y modelados de los residuos para cada valle: A) Vinilla-Casablanca; B) Lo Orozco; C) Lo Ovalle, y; D) Los Perales de Tapihue. Elaboración propia.

### 5.3. Estimación

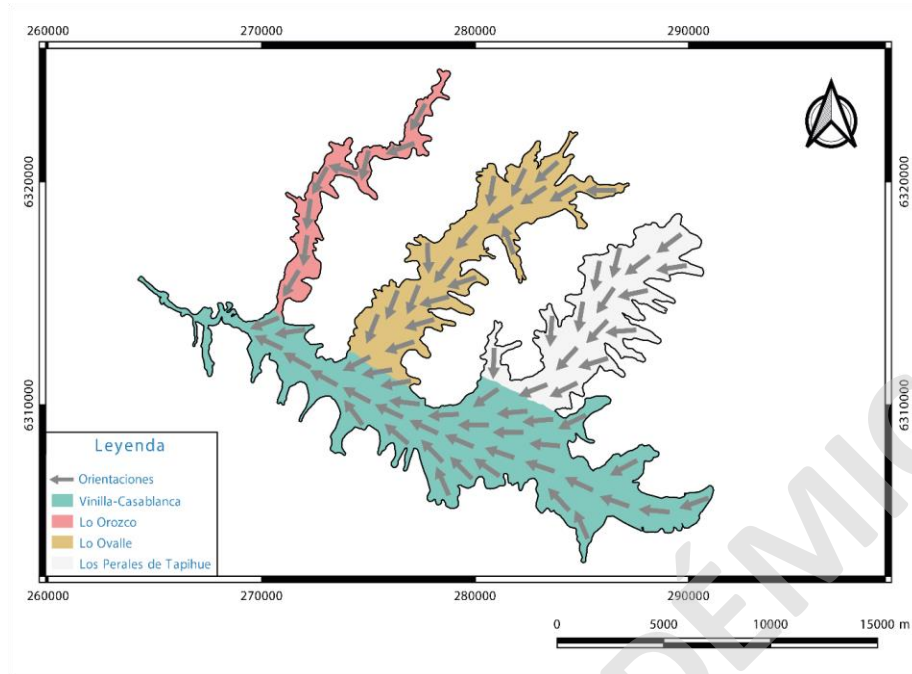
La estimación de las superficies de basamento rocoso se llevó a cabo mediante métodos de interpolación de la familia del kriging, entre ellos: kriging ordinario con tendencia, kriging ordinario con restricción por tipo de muestra, kriging con deriva externa, y kriging con anisotropía local variable (ver capítulo 3.2.4).

El kriging ordinario estima un punto en base a los datos circundantes. Para ello, estima una media para cada sector, que es desconocida y constante dentro del mismo. Lo anterior es favorable para estimar variables no estacionarias como la profundidad, ya que permite conocer variaciones locales de la media. Al aplicar esta técnica para calcular la tendencia de los datos, se le denomina kriging ordinario con tendencia, lo cual pondera de mayor manera la media de los datos.

El kriging ordinario con restricción por tipo de muestra es idéntico al kriging ordinario tradicional, pero con la excepción de que, para estimar un punto, sólo se utiliza una cantidad máxima de un tipo de muestras, y se complementa el mínimo de muestras para estimar con el otro tipo. Esta restricción de selección de datos por tipo de muestra, enfatiza el comportamiento de la variable en subsuperficie, donde existe relativamente un menor número de muestras. Permitiendo restar influencia a la mayor densidad de datos que tiene el borde de la cuenca, los cuales tienen una media distinta, tiende a empujar todo el fondo hacia profundidades menores de los esperables.

El kriging con deriva externa no considera una media constante, sino que esta depende de la posición del punto a estimar dentro de un sector. Este método se suele utilizar cuando se conoce una tendencia a priori del fenómeno físico que se pretende modelar. Dicha situación ocurre cuando la variable aleatoria tiene una componente no aleatoria, que es posible modelar de manera determinística. La desventaja de esta metodología radica en que, si el modelo de tendencia no garantiza cierta precisión, entonces se puede ingresar una fuente de error adicional a la interpolación.

Los modelos anteriores consideran una anisotropía invariante dentro del dominio a modelar, lo cual no representa el comportamiento de la dirección de máxima continuidad inherente a la variable regionalizada de interés. En estos casos, la metodología de kriging con anisotropía local variable podría ser más apropiada, ya que da cuenta de los cambios en la orientación de máxima continuidad dentro y entre subcuencas, tal como se exponen en la **Figura 5.8.**



**Figura 5.8.** Cambios en las orientaciones de máxima continuidad dentro y entre subcuencas en Casablanca.

### 5.3.1. Parámetros de Estimación por Kriging

En sincronía con lo planteado en el capítulo anterior, dentro de la estimación de las superficies de basamento rocoso, realizadas por los distintos métodos de interpolación mencionados, se distinguen aquellos con anisotropía constante, y anisotropía variable. En el primer grupo la interpolación fue realizada por subcuencas (**Figura 5.5**), con o sin tendencia, y con o sin restricción por tipo de muestra (**Tabla 5.4**); en el segundo, la interpolación fue realizada para toda la Cuenca del Estero Casablanca (**Tabla 5.4**).

En el caso de las metodologías de estimación con tendencia, se realizó una primera estimación de la tendencia por kriging ordinario con tendencia (superficie de la tendencia, TRE) (**Tabla 5.4**), para luego realizar la interpolación de los residuos. En este caso, se implementó la interpolación sobre los residuos mediante kriging ordinario, con y sin restricción de tipo de muestra (**Tabla 5.4**).

Después de valorar distintas configuraciones de número mínimo y máximo de muestras, así como el número de muestras por octante, se seleccionó una configuración de mínimo 6, máximo 32, y máximo por octante de 8 (**Tabla 5.5**). El número mínimo y máximo de muestras están condicionados por la baja densidad de mediciones subsuperficiales, y para evitar un suavizamiento excesivo de la superficie interpolada.

En el caso de la superficie de tendencia (TRE), se utilizó un valor mínimo de 12, un máximo de 48, y un máximo por octante de 12 (**Tabla 5.5**), para así generar una interpolación que modelara la tendencia global de los datos.

**Tabla 5.4.** Resumen de tipos de kriging e información utilizada para generarlos, el resultado de superficie, y su correspondiente abreviación. Elaboración propia.

Superficie generada	Abreviación	Método de interpolación	Información utilizada para interpolar
Tendencia	<b>TRE</b>	Kriging ordinario con tendencia	Base de datos sectorizada por subcuenca
Residuos más tendencia <sup>4</sup>	<b>RET</b>	Kriging ordinario	Residuos sectorizados por subcuenca
Residuos restringidos por tipo de muestra más tendencia	<b>RCT</b>	Kriging ordinario por tipo de muestra	Residuos sectorizados por subcuenca
Deriva externa	<b>EDR</b>	Kriging con deriva externa	Base de datos sectorizada por subcuenca. Tendencia <sup>5</sup>
Datos restringidos por tipo de muestra	<b>CAT</b>	Kriging ordinario por tipo de muestra	Base de datos sectorizada por subcuenca
Anisotropía local variable	<b>LVA</b>	Kriging con anisotropía local variable	Base de datos no sectorizada <sup>6</sup>

<sup>4</sup> Los residuos son obtenidos al restar la tendencia a los datos originales (ver ecuación 2.10). Una vez interpolados los residuos, la tendencia es reintegrada para obtener la superficie final (ver capítulo 3.2.4). El mismo procedimiento es replicado para la superficie RCT, pero a través de un kriging ordinario con restricción por tipo de muestra.

<sup>5</sup> Correspondiente a la superficie de tendencia, generada por un kriging ordinario.

<sup>6</sup> Se utilizó la base de datos como un solo conjunto, es decir, no se separó por subcuencas y categorías.

**Tabla 5.5.** Parámetros de interpolación utilizados para cada metodología de kriging. SUB1: Vinilla-Casablanca; SUB2: Lo Orozco; SUB3: Lo Ovalle; SUB4: Los Perales de Tapihue.

Superficie	Parámetros	SUB1	SUB2	SUB3	SUB4
<b>TRE</b>	Mínimo de datos para kriging	12	12	12	12
	Máximo de datos para kriging	48	48	48	48
	Máximo de datos por octante	12	12	12	12
	Alcance máximo de elipse (m)	7.000	6.000	3.000	8.000
	Alcance mínimo de elipsoide (m)	1.000	1.000	500	1.500
<b>RET</b>	Mínimo datos para kriging	6	6	6	6
	Máximo datos para kriging	32	32	32	32
	Máximo por octante	8	8	8	8
<b>EDR</b>	Alcance máximo elipsoide (m)	7.000	6.000	3.000	8.000
	Alcance mínimo elipsoide (m)	1.000	1.000	500	1.500
<b>RCT</b>	Mínimo datos para kriging	6	6	6	8
	Máximo datos para kriging	32	32	32	32
<b>CAT</b>	Máximo por categoría	16	0	16	16
	Alcance máximo elipsoide (m)	20.000	3.000	13.000	17.000
	Alcance mínimo elipsoide (m)	3.200	1.000	3.700	3.700
<b>LVA</b>	Mínimo datos para kriging			6	
	Máximo datos para kriging			32	
	Máximo alcance de búsqueda (m)			5.000	

La restricción por octantes se utilizó para limitar la excesiva influencia de las mediciones superficiales del borde de la cuenca en la interpolación de la profundidad del basamento, particularmente, en las ubicaciones cercanas al eje axial de las subcuencas, donde se esperarían las mayores profundidades.

Sin embargo, dado que hay un bajo número de mediciones subsuperficiales, la restricción de muestras por octantes no garantizó la interpolación de estas, lo que dificultó la reproducción de mayores profundidades hacia el eje axial de las subcuencas.

Para forzar la incorporación de muestras subsuperficiales, que aseguren la reproducción de las profundidades esperadas hacia el eje axial, se utilizó kriging ordinario con restricción por tipo de muestra. Reemplazando así la restricción de 8 muestras por octante, por un máximo de 16 muestras por categoría (**Tabla 5.5**). Permitiendo que, de un máximo de 32 muestras para estimar, sólo la mitad pueda corresponder a mediciones superficiales, y el resto se completara con mediciones subsuperficiales, o viceversa. Esta restricción no fue



llevada a cabo para Lo Orozco, porque no se logró estimar toda la subcuenca con dicha restricción, debido a la baja densidad de muestras.

Para los casos de anisotropías invariantes (TRE, RET, RCT, EDR, CAT), las orientaciones de los elipsoides fueron asignadas según los *azimuts* modelados en los variogramas experimentales para cada subcuenca (ver capítulo 5.2). A su vez, los radios de búsqueda de estos elipsoides fueron ajustados de manera similar a las relaciones de máxima y mínima continuidad modeladas en el análisis variográfico, pero con exageraciones en longitud en la dirección de máxima continuidad (**Tabla 5.5**).

La combinación anterior resultó favorable para este caso, donde las muestras se encuentran muy distanciadas, ya que, al momento de generar la búsqueda de muestras para poder interpolar, se logran conectar entre sí las muestras subsuperficiales distantes entre sí, disminuyendo la influencia de la mayor densidad de muestras del borde sedimentario. Esta mejoría se potenció al realizar interpolaciones con restricciones por tipo de muestra, por las razones expuestas previamente.

En el caso de anisotropía variable (LVA), las direcciones y magnitud anisotrópicas fueron adoptadas por un campo de anisotropía variable externo (**Anexo 10.4**), el cual impone que los cambios anisotrópicos que se producen dentro de la cuenca, están sujetos a los caminos de erosión natural que sigue un curso de agua, y que estos se vuelven mayores hacia el eje axial de cada subcuenca. Lo anterior es debido a que dicho campo incluye direcciones de *azimut* y ratios anisotrópicos (mínima/máxima continuidad) para toda la cuenca, que es incluido como un parámetro de información para generar la interpolación.

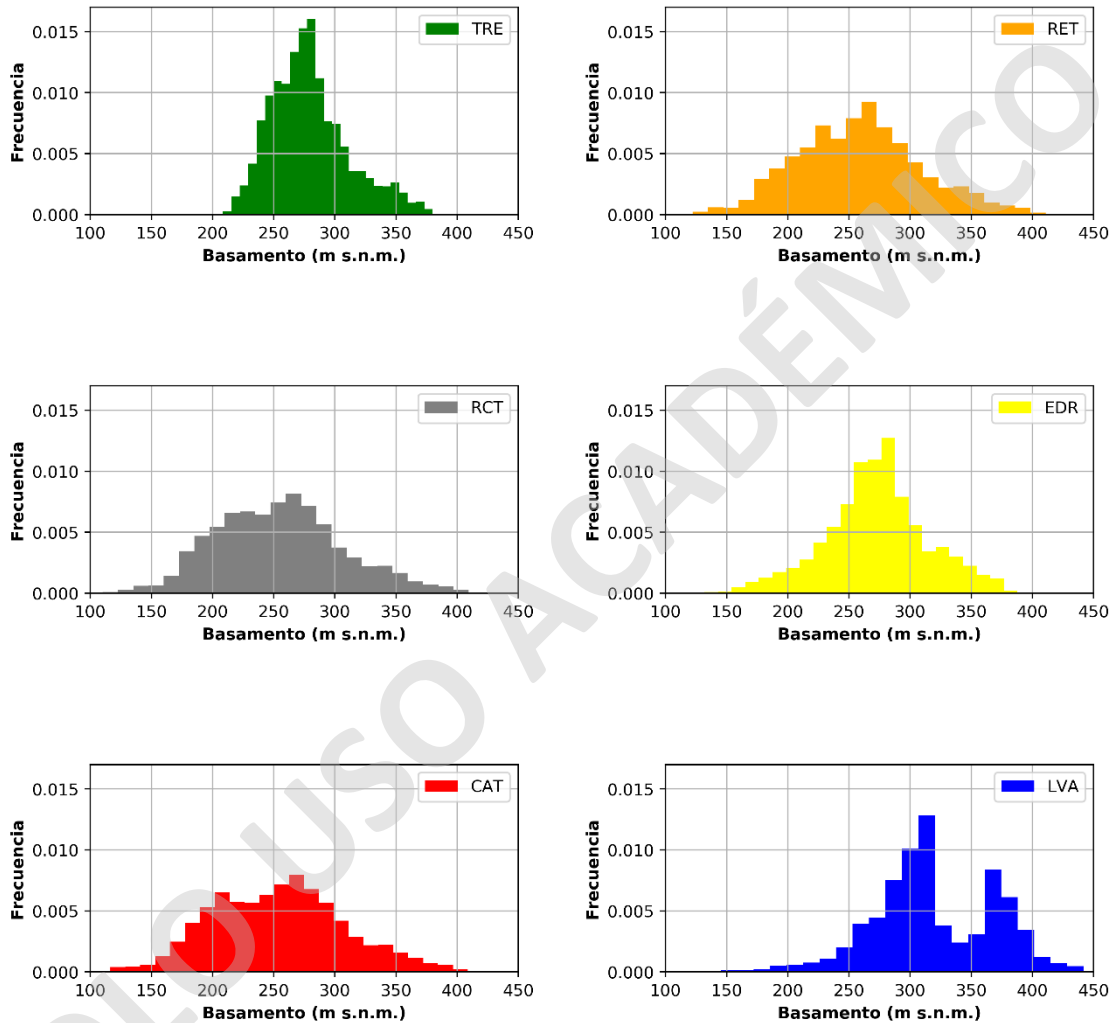
Lo mencionado implica que para estimar la profundidad del basamento no sea necesario dividir la base de datos por subcuencas, ya que las variaciones de orientación y magnitud vienen implícitas en el campo externo. Esto, combinado con un alcance de búsqueda acorde a las distancias necesarias para interconectar las mediciones subsuperficiales, permitió una mejor continuidad de las profundidades del basamento.

### **5.3.2. Estadística de las Estimaciones**

A partir de las estimaciones realizadas, se obtuvieron estadísticas (**Anexo 10.5**) y distribuciones de valores distintas (**Figura 5.9**), lo que es acorde a lo esperado al utilizar interpoladores, segmentación de la base de datos, y parámetros de interpolación diferentes.

La superficie de la tendencia (TRE), generó la menor dispersión de valores, con una mayor frecuencia de los valores cercanos a la media, y una sobre y subestimación de los valores

inferiores y superiores de la distribución, respectivamente. Esto coincide a lo parametrizado, al imponer para la interpolación un número de muestras mínimo para estimar igual a 12, que es el número más elevado de las seis superficies, y al hecho de estimar efectivamente la tendencia de los datos.



**Figura 5.9.** Histogramas de los valores de profundidad de basamento rocoso estimados para cada superficie generada. Elaboración propia.

Como se ilustró en la **Tabla 5.4**, en base a la tendencia se generaron tres superficies de basamento distintas, siendo estas RET, RCT, y EDR. La primera y la segunda (RET y RCT), siguieron distribuciones de valores similares (**Figura 5.9**), con la distinción de una mayor frecuencia de los valores inferiores a la media para el caso de RCT, lo que es concordante con lo esperado, ya que esta última interpolación está restringida por el tipo de muestra, lo que favoreció las profundidades representadas por las mediciones subsuperficiales, más

que una restricción por octantes. La tercera (EDR), presentó un patrón similar a la TRE, pero con mayor frecuencia de los valores inferiores de la distribución (**Figura 5.9**), por lo que, para este caso, la tendencia podría representar una fuente de error para la estimación de profundidades del basamento.

Para el caso de la superficie CAT, se obtuvo un patrón de distribución de valores estimados similar que a RCT, pero con una pequeña alza de frecuencias en las profundidades próximas a 200 m s.n.m (**Figura 5.9**). La similitud es asociable a que ambos resultados fueron generados a través de una interpolación por kriging ordinario con restricción por tipo de muestra, lo cual, como se mencionó en el capítulo anterior, favorece la utilización de muestras que representen la profundidad subsuperficial. Mientras que, la mayor frecuencia de profundidades inferiores de la distribución, estarían relacionadas a que CAT no está influenciada por el efecto de sobreestimación que produce la superficie de tendencia.

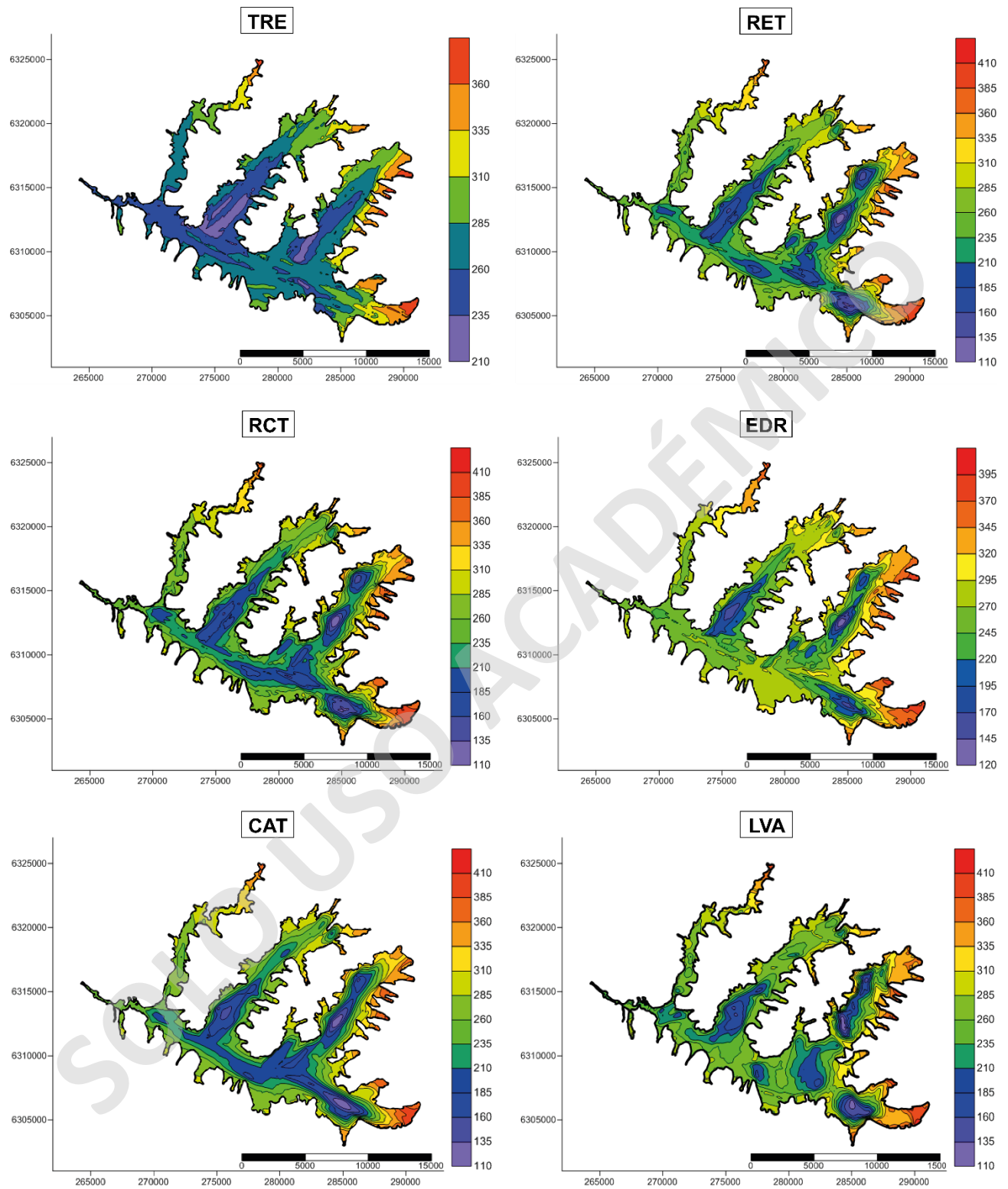
Por último, la superficie con anisotropía local variable (LVA), generó una distribución valores estimados completamente disímil a los casos anteriores, agrupando en una población los datos estimados menores a 330 m s.n.m. y, sobre este valor hasta 427,40 m s.n.m., una segunda población, además de una baja frecuencia de los valores de inferiores de la distribución (**Figura 5.9**). Este efecto de segregación de valores se tradujo en una escasa continuidad de profundidades subsuperficiales, es decir, no se produjo una conexión paulatina entre los desniveles de profundidad, que existen por las diferencias de valores entre las mediciones superficiales y subsuperficiales. Que este efecto no se produzca en ninguna otra superficie estaría asociado a que LVA no usó ningún tipo de restricción relacionada a las muestras disponibles.

### **5.3.3. Superficies Estimadas**

Las seis superficies estimadas se presentan en la **Figura 5.10**, y las imágenes de cada superficie, por separado, se encuentran desde el **Anexo 10.6** hasta el **Anexo 10.11**.

Las profundidades del basamento rocoso siguen distintos patrones de continuidad, en concordancia con las diferencias en las distribuciones de los histogramas (**Figura 5.9**).

La superficie de la tendencia (TRE), que se utilizó como parámetro de información para generar las superficies RET, RCT, y EDR, remarcó escasamente las variaciones entre profundidades subsuperficiales y superficiales, lo que era esperable, ya que se pretendía mostrar valores de profundidad próximos a la media de los datos.



**Figura 5.10.** Superficies de basamento rocoso estimadas, a partir de los distintos interpoladores utilizados. *Elaboración propia.*

La superficie con deriva externa (EDR) mostró una clara sobreestimación de los valores subsuperficiales, lo cual se ve reflejado en la nula continuidad de dichos valores en el valle Vinilla-Casablanca. Esto se relaciona con el tipo de interpolador utilizado, ya que el kriging con deriva externa utilizó como parámetro de información la tendencia, influyendo directamente en los valores estimados.

La superficie de residuos más tendencia (RET), exhibe un mejor resultado visual que EDR, ya que generó cierta continuidad de profundidades en Vinilla-Casablanca, pero que no fue suficiente para conectar isocurvas, provocando zonas profundas aisladas en el espacio. Mientras que, su contra parte RCT, obtuvo un mejor resultado de continuidad de profundidades y, ya que ambas fueron generadas bajo una metodología similar, esta mejoría es asociable a la restricción por tipo de muestra fue más contundente que la por octantes.

Para el caso de la superficie CAT, se obtuvo un producto con profundidades continuas, particularmente para el valle Vinilla-Casablanca, lo cual se explica por el método de interpolación utilizado, el cual favoreció la utilización de observaciones subsuperficiales. Además, este producto no estuvo influenciado por la tendencia, que es la única razón por la que difiere de la superficie RCT.

La superficie con anisotropía variable (LVA), al ser un caso distinto como se mencionó en el capítulo anterior, tuvo la ventaja de interpolar con mayor coherencia las zonas de transición entre cada subcuenca, y en sectores de mayor complejidad debido a sus geometrías curvas, como lo fue para Los Perales de Tapihue. Sin embargo, se vio muy influenciada por las muestras superficiales, lo que se tradujo en una escasa continuidad en los sectores más angostos de la cuenca, como lo fue el sector en Vinilla-Casablanca, entre Lo Ovalle y Los Perales de Tapihue.

#### **5.4. Validación de Interpolaciones**

En vista que los distintos métodos de interpolación naturalmente conllevan a distintos resultados, ya que cada uno se rige bajo su propia lógica y parámetros de interpolación, se procedió a evaluar dicha diferencia por medio de una validación cruzada (capítulo 3.2.5), para así constatar la distancia o cercanía entre valores estimados y reales para los distintos escenarios planteados.

Los resultados de la validación cruzada, es decir, el conjunto de pares de valores reestimados vs. valores medidos, se analizaron mediante: gráficos de deriva, nubes de

correlación, histogramas; distribución espacial del error; y, error cuadrático medio (ECM) y coeficiente de Pearson (CP)

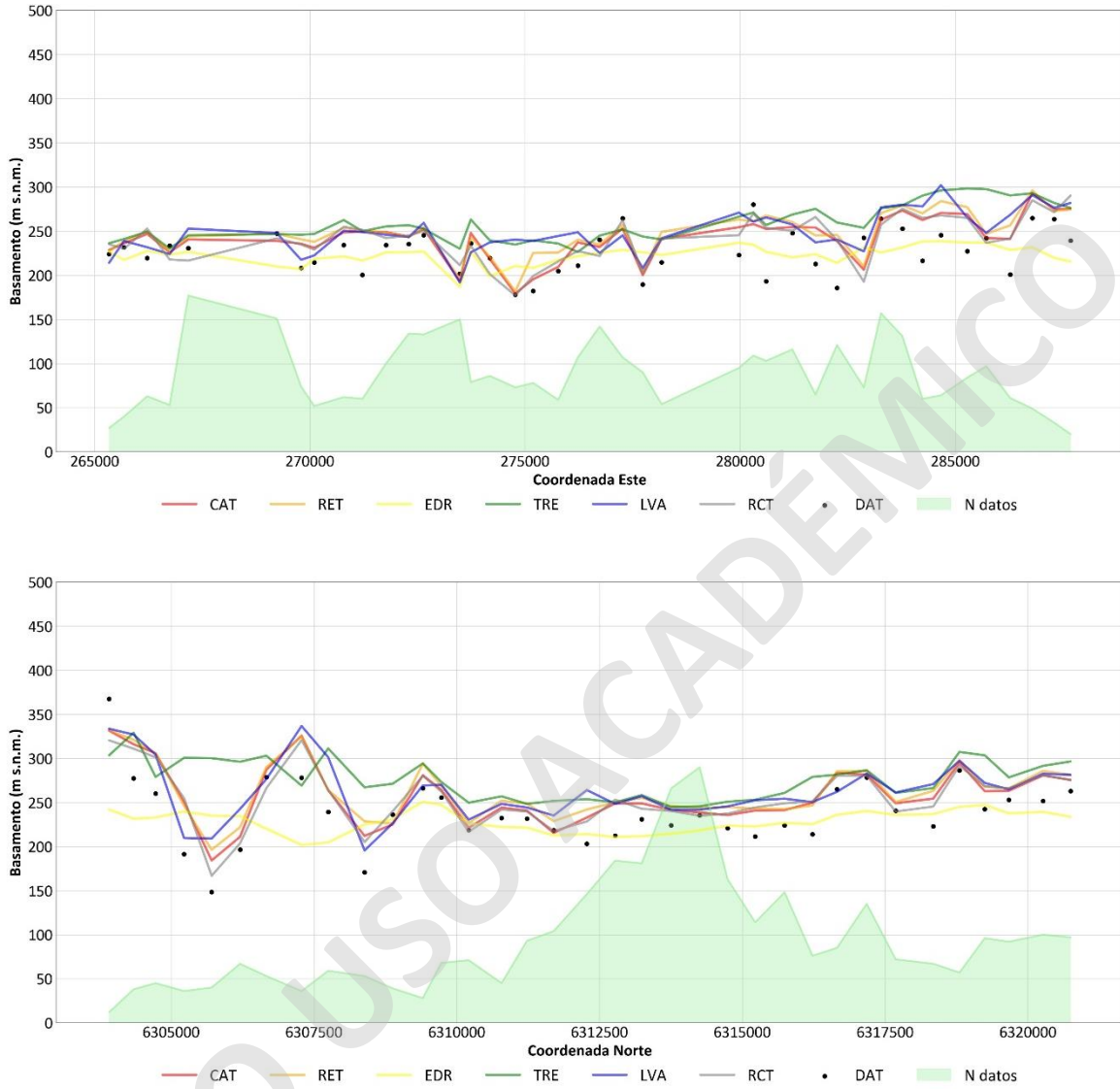
Los gráficos de deriva representan la tendencia general de los valores, por medio de la media, para las dos direcciones principales (ejes de coordenadas X-Y). Los comportamientos expuestos para las coordenadas este y norte (**Figura 5.11**) mostraron, en su mayoría, una concordancia en las variaciones espaciales para los valores estimados, es decir, cambios entre las mayores y menores profundidades. Sin embargo, esta apreciación no fue posible para la superficie EDR cuyo comportamiento no presentó un mayor cambio, asemejándose bastante a la media global de los datos. Por lo que se ratifica lo ya anunciado en el acápite anterior, donde dicha superficie estaría sobre influenciada por los parámetros de la tendencia de los datos (superficie TRE).

Al comparar los valores reestimados por la validación cruzada y los valores medidos (**Figura 5.12**), se evidencia un comportamiento similar entre las superficies TRE y EDR, evidenciando la influencia de la primera en la segunda, generando un claro sesgo condicional en donde se sobreestimaron los valores inferiores, y se subestimaron los valores superiores. Por otro lado, las superficies RET, RCT, CAT y LVA tienen la semejanza que prácticamente no ocurrió una subestimación, pero sí una sobreestimación. Esto debido a la gran influencia que tiene el espaciamiento de los datos al momento de estimar, y que, con la ausencia de ellos, difícilmente se produce una continuidad de las profundidades del basamento.

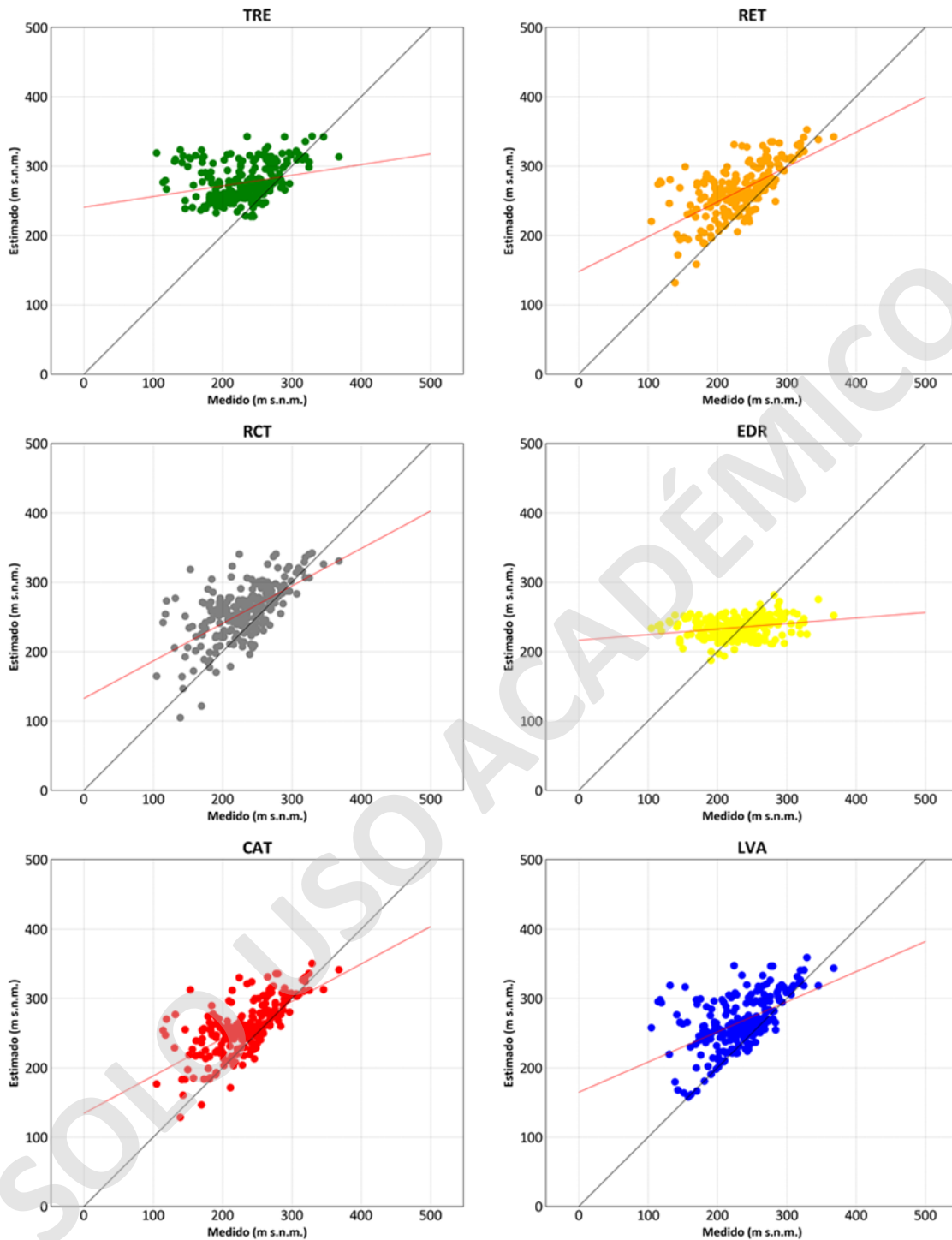
Al analizar la distribución del error<sup>7</sup> (**Figura 5.13**) se exhibieron semejanzas para las superficies RET, RCT, CAT y LVA, con una asimetría negativa y mayor frecuencia en el intervalo  $\pm 50$  m s.n.m. Dicho rango de error es concordante con la magnitud del contraste de valores entre muestras, más el distanciamiento que separa las mediciones subsuperficiales. Mientras que, para la superficie EDR la distribución siguió un comportamiento simétrico, lo cual se explica porque sus valores estimados están influenciados por la tendencia de los datos, por lo que al reestimar con la validación cruzada, la diferencia no es contundente.

---

<sup>7</sup>  $error = Z(\mathbf{u}) - Z(\mathbf{u}^*)$ , donde  $Z(\mathbf{u})$  representa el valor medido, considerado como real; y  $Z(\mathbf{u}^*)$  representa el valor reestimado con la validación cruzada.



**Figura 5.11.** Gráfico de deriva de los datos reales y estimados en las coordenadas este y norte de la zona de estudio. Elaboración propia.



**Figura 5.12.** Gráficos de nubes de correlación de profundidades medidas (X) vs. profundidades reestimadas (Y). Elaboración propia.

La relación entre los valores reestimados y el error de estimación (**Figura 5.14**) vislumbró que mientras mayor fue el valor estimado, mayor fue el error. Esto se relaciona con que la validación cruzada, es decir, volver a estimar la posición de una muestra sin dicha muestra



o conjunto de muestras, ponderó mucho más para las mayores profundidades del basamento rocoso subsuperficial, en concordancia con lo previamente planteado, y que se ratificó analizando la distribución del error en el espacio (**Figura 5.15**), donde los mayores errores están asociados a las líneas gravimétricas que representan las mayores profundidades, o en los datos que se encuentran aislados/distanciados del resto.

De los estadísticos utilizados para comparar las superficies, el EMC registró el valor mínimo de 43,84 para la superficie EDR, seguido por una escasa diferencia de 0,45 para la superficie CAT. Por otro lado, el CP obtuvo su valor máximo de 0,66 para la superficie CAT, seguido por una diferencia de 0,03 para la superficie RET (**Tabla 5.6**). Teniendo en cuenta que la superficie EDR presentó un contundente sesgo condicional, su EMC no es representativo. En contraparte, la superficie CAT, que obtuvo, al igual que todas las superficies estimadas, altos valores de errores al reestimar por validación cruzada, estos se encuentran sobre influenciados por el distanciamiento existente entre las mediciones subsuperficiales, y la alta ponderación a la media que generan las mediciones superficiales. Dicho esto, y teniendo en consideración que el CP fue mayor para la superficie CAT, esta correspondería al escenario que más se asemeja a los datos reales.

**Tabla 5.6.** *Parámetros de validación para las superficies de basamento rocoso. EMC: Error cuadrático medio; CP: Coeficiente de Pearson. Elaboración propia.*

	TRE	RET	RCT	EDR	CAT	LVA
EMC	64,54	48,59	45,46	43,48	44,30	53,24
CP	0,26	0,63	0,62	0,24	0,66	0,52

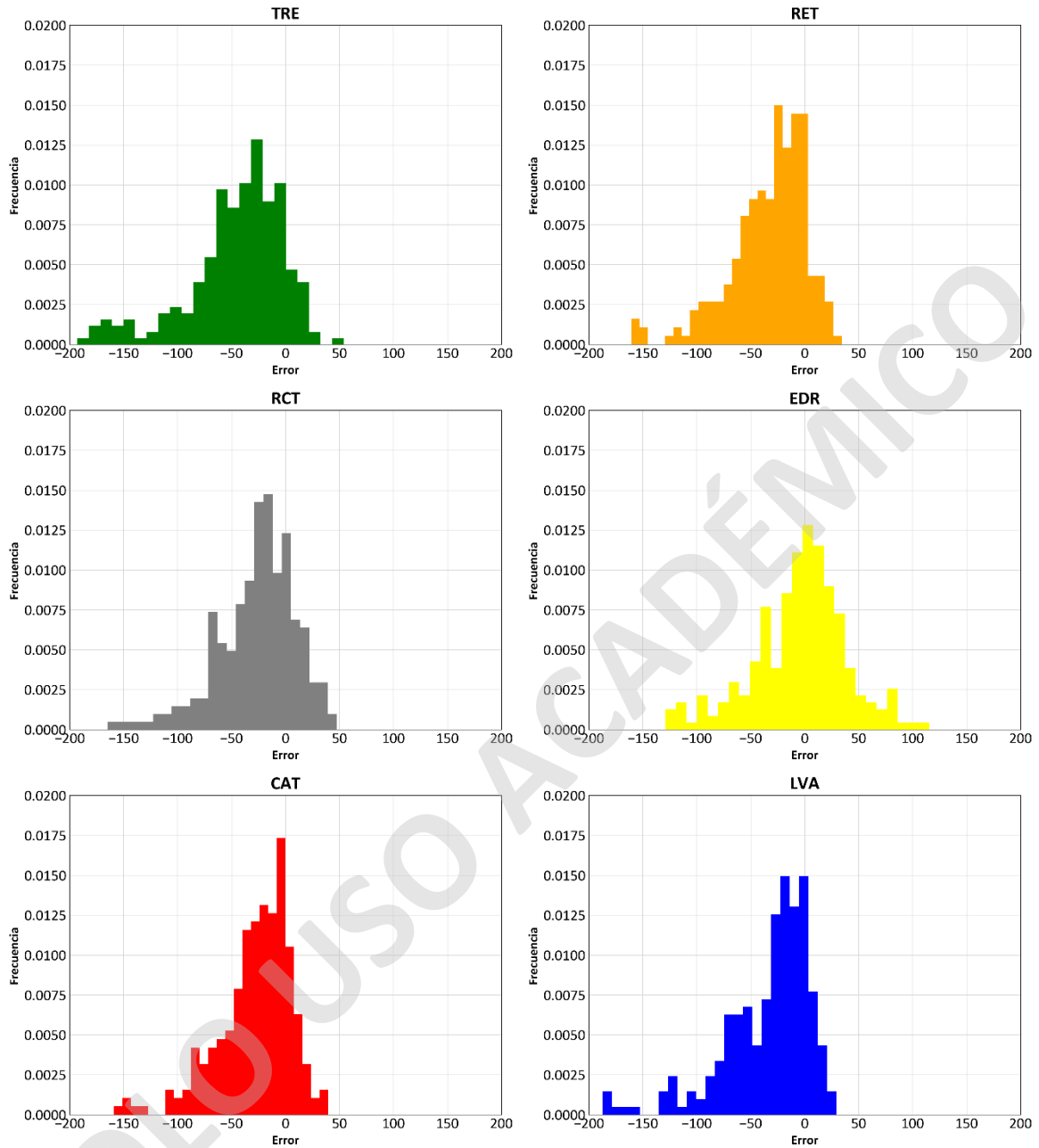
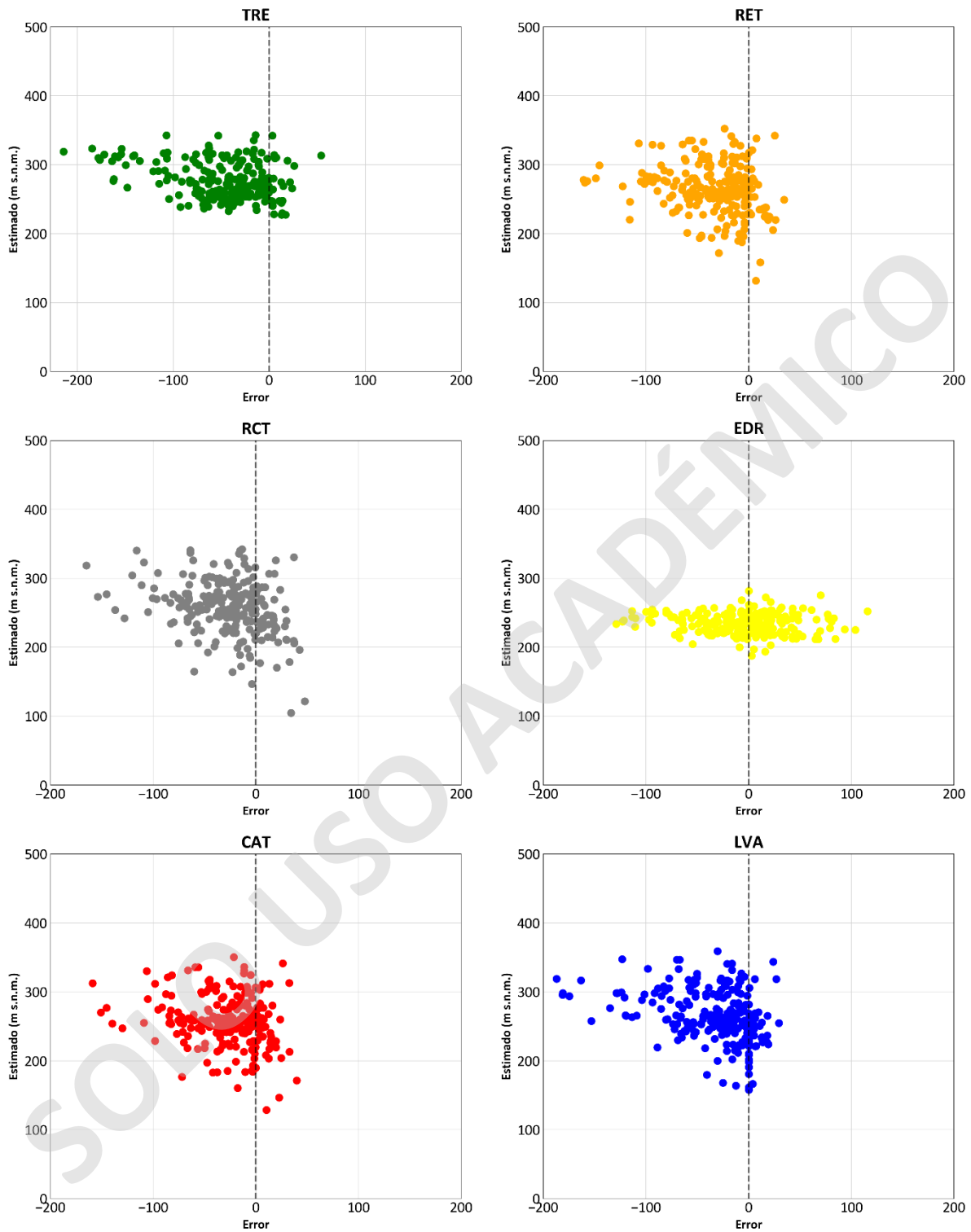
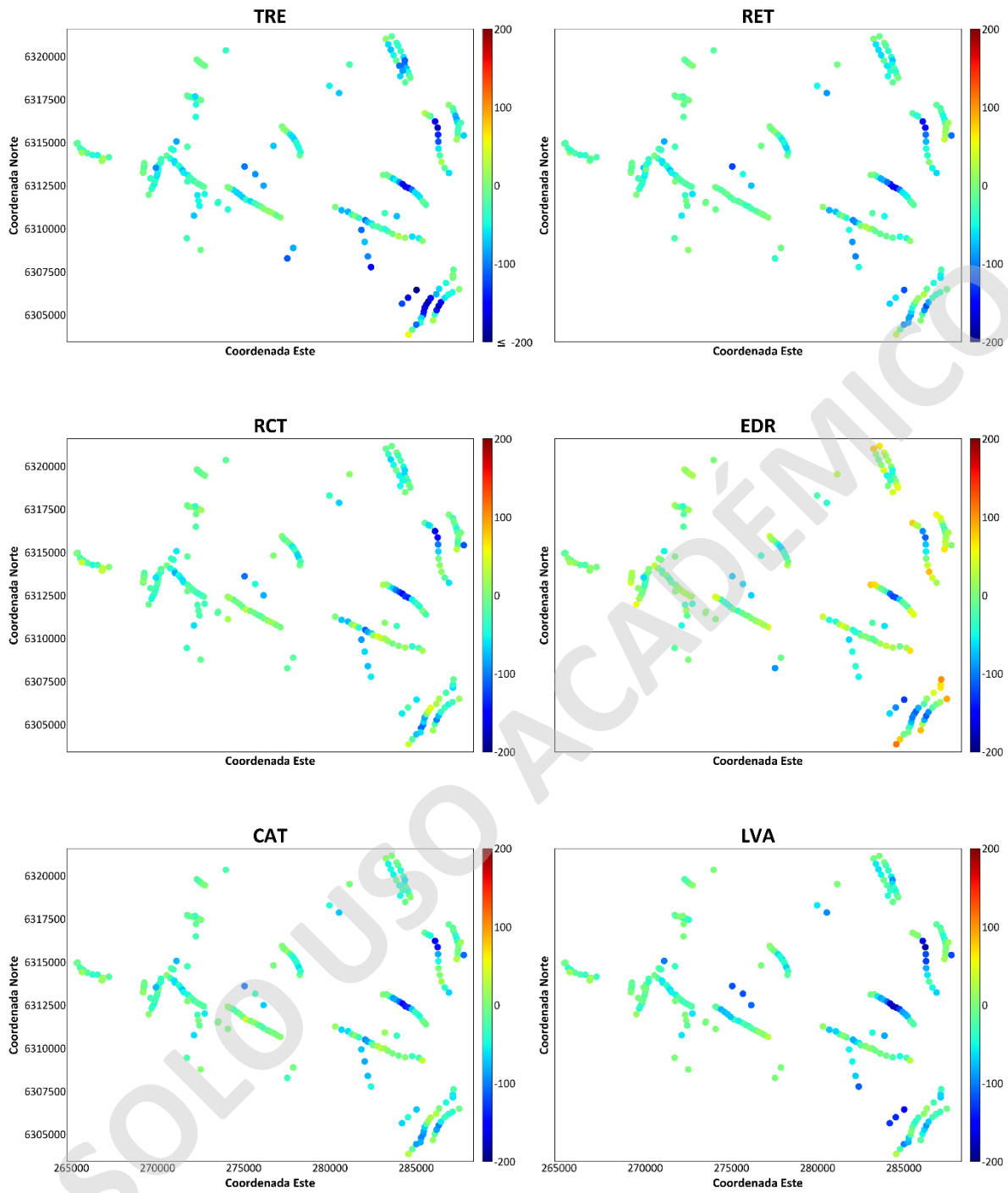


Figura 5.13. Histogramas del error de estimación a partir de la validación cruzada. Elaboración propia.



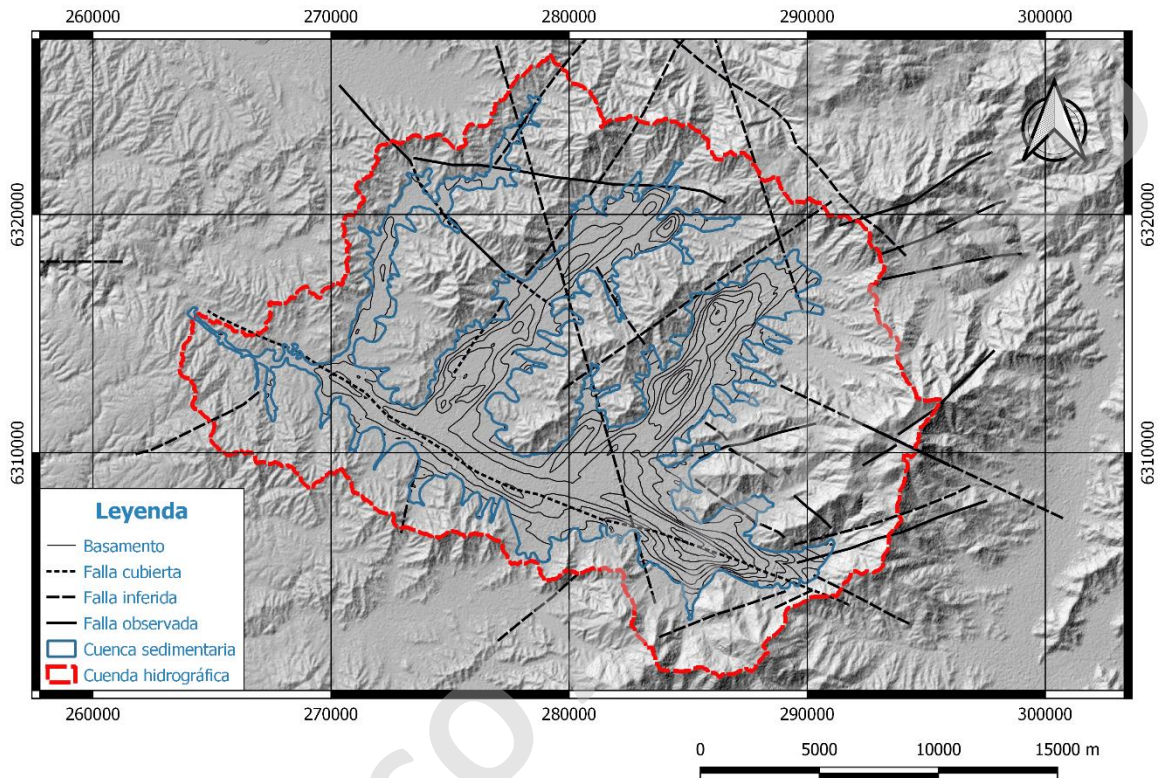
**Figura 5.14.** Gráficos de nubes de correlación de error de estimación a partir de la validación cruzada (X) vs. profundidades estimadas (Y). Elaboración propia.



**Figura 5.15.** Distribución espacial del error de estimación a partir de la validación cruzada para las seis superficies estimadas. Elaboración propia.

### 5.5. Distribución Espacial de Profundidades del Basamento Rocoso

Se evaluó la relación entre la distribución espacial de profundidades del basamento rocoso y la geología de la zona, con la ubicación de las estructuras mapeadas por Gana *et al.* (1996) y Sabaj (2008), y la superficie CAT (**Figura 5.16**).



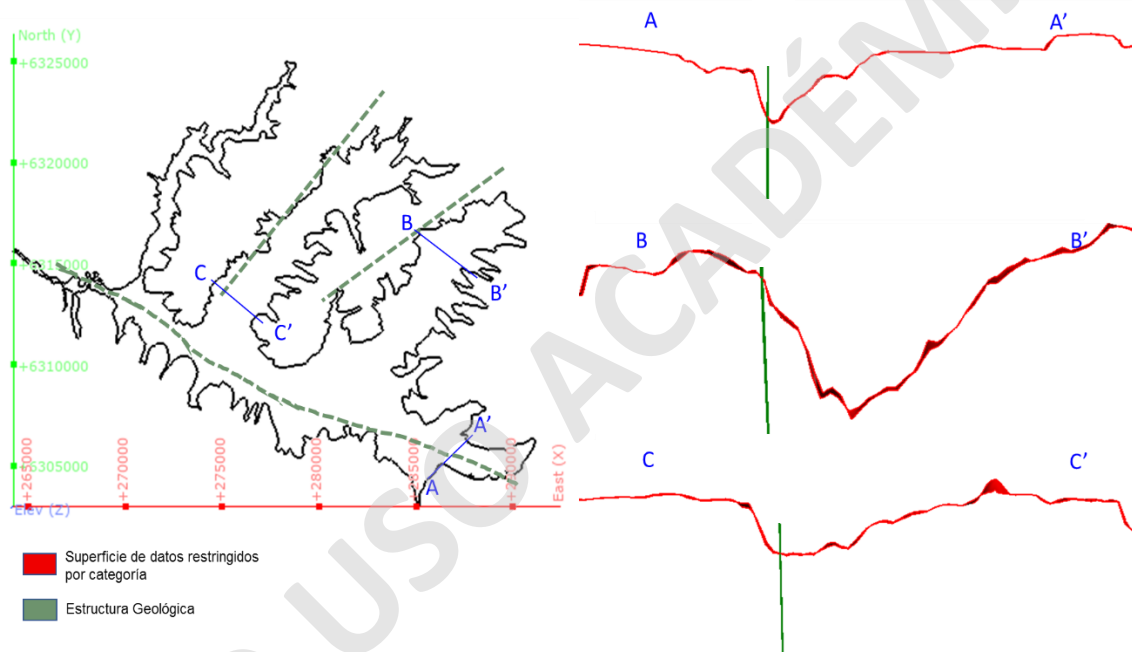
**Figura 5.16.** Distribución de fallas geológicas en la zona y de profundidades del basamento rocoso en base a la superficie de datos restringidos por categoría. Elaboración propia.

A gran escala, se denotó una relación espacial entre las estructuras geológicas y la ubicación de los valles de la cuenca, y que, para el caso de La Vinilla-Casablanca y Lo Ovalle, las mayores profundidades del basamento coincidieron exactamente con la ubicación de las fallas mayores de la zona (**Figura 5.16**).

Caso similar ocurrió para Los Perales de Taphue, pero sin una relación exacta, sino que con fallas circundantes a las mayores profundidades (**Figura 5.16**). En donde inclusive, una prolongación subsuperficial de la falla mayor perpendicular a este valle, podría condicionar la escasa continuidad de profundidades que existe a lo largo del eje axial de dicho valle, representando así, una separación entre bloques estructurales.

En particular, se analizaron tres secciones transversales, correspondientes a los sectores en donde están las mayores profundidades de la cuenca, y que además se tiene mapeada una falla en dichas zonas (**Figura 5.17**). En ellas se evidencian cambios abruptos de la profundidad del basamento rocoso, con inclinaciones subverticales, similares a la morfología de un escarpe, y que se replicó en las tres subcuencas analizadas.

En Lo Orozco no se apreció un vínculo entre las profundidades y las debilidades estructurales, pero sí se presentó la particularidad de que tales debilidades coincidieron con la morfología y cambios de orientación del valle hacia la cabecera del mismo (**Figura 5.16**), lo que podría sugerir otra relación entre el factor tectónico y la geometría del relieve.

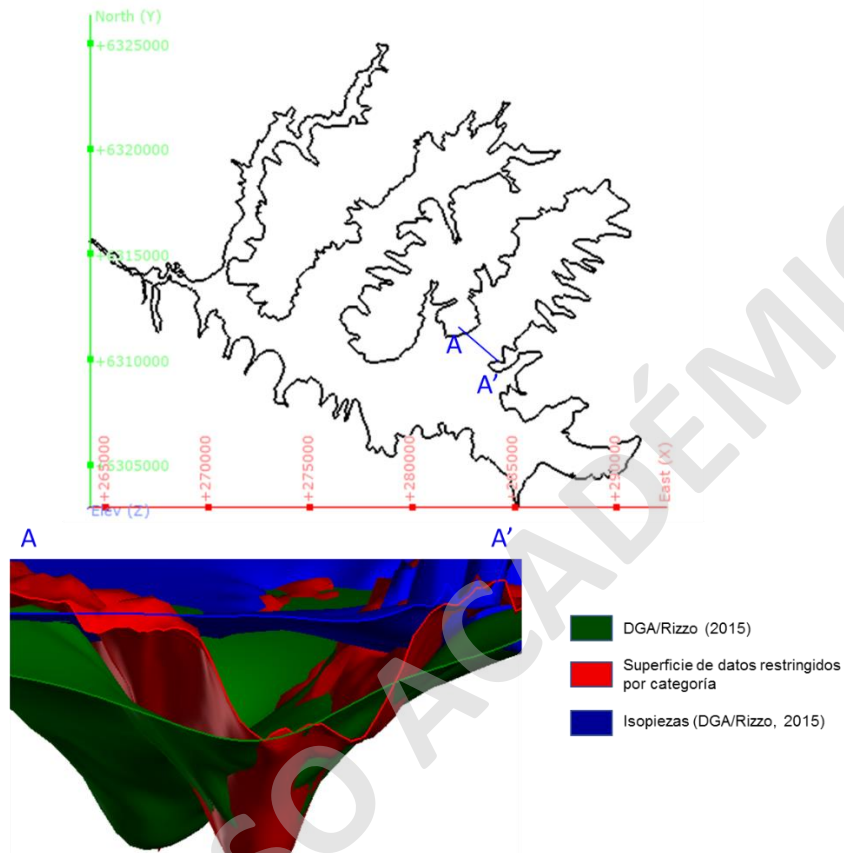


**Figura 5.17.** Mapa en planta de la cuenca sedimentaria de Casablanca y secciones transversales en subcuencas La Vinilla-Casablanca, Lo Ovalle, y Los Perales de Tapihue. Elaboración propia.

## 5.6. Estimación del Agua Subterránea Almacenada

Se estimó el agua subterránea almacenada para el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca considerando el mapa piezométrico levantado por DGA/Rizzo (2015) y las cinco superficies de basamento rocoso generadas en este estudio (ver capítulo v). Además, se realizó una comparación de dichos volúmenes con el cuantificado con la misma metodología de interpolación de DGA/Rizzo (2015), pero con la base de datos recopilada en este documento. Este paso se llevó a cabo puesto que el volumen calculado en el último estudio del acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca (DGA/Rizzo, 2015) sólo consideró fuentes de información gravimétrica y nanoTEM para interpolar, es decir, no incluyó

sondeos eléctricos verticales e información proveniente del límite de la cuenca sedimentaria, lo que se traduce en una superficie más achatada que no conecta con el límite sedimentario de la superficie del terreno (**Figura 5.18**).



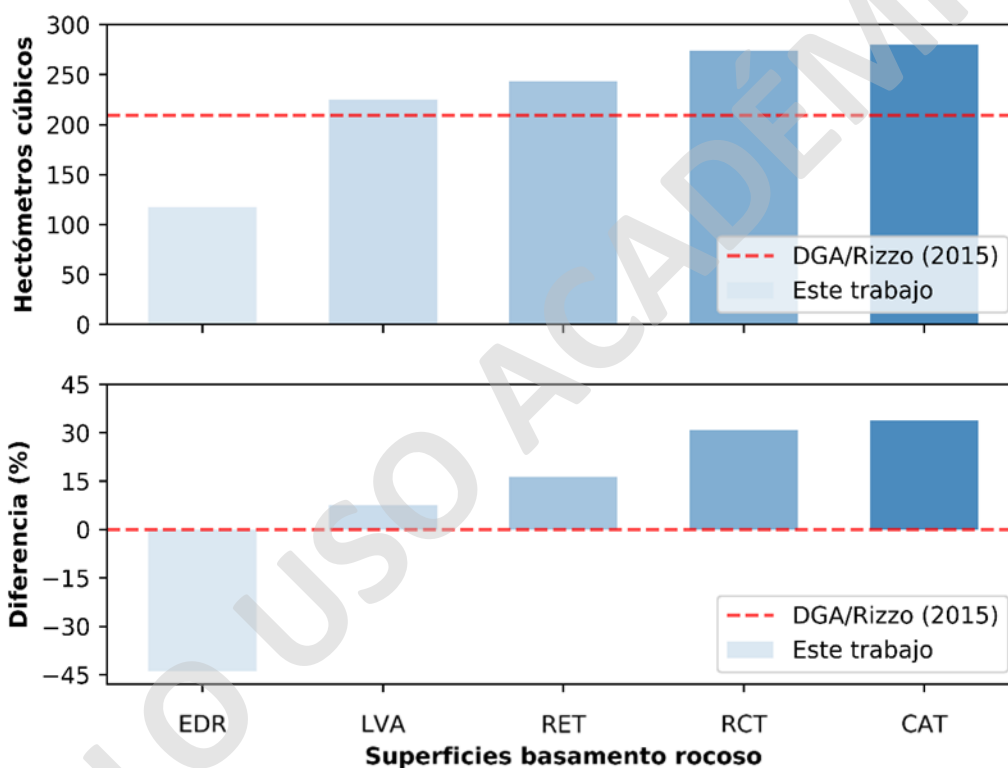
**Figura 5.18.** Mapa en planta de la cuenca sedimentaria de Casablanca y sección transversal en la desembocadura de la subcuenca Los Perales de Tapihue. Elaboración propia.

Aclarado lo anterior, los resultados estimados (**Tabla 5.7** y **Figura 5.19**) variaron desde 117,22 Hm<sup>3</sup>, en el caso de la superficie con deriva externa (EDR), hasta 273,60 Hm<sup>3</sup> en el caso de la superficie de datos restringidos por categoría (CAT), es decir, el valor máximo estimado corresponde a 2,33 veces el valor mínimo. Estos volúmenes, en relación al obtenido con la metodología de DGA/Rizzo (2015), presentaron variaciones porcentuales desde -43,97% hasta +33,81%, para la superficie con deriva externa (EDR) y datos restringidos por categoría (CAT), respectivamente.



**Tabla 5.7.** Volúmenes de agua subterránea almacenada estimada para el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca; y, diferencias porcentuales en relación al obtenido por DGA/Rizzo (2015). Elaboración propia.

Superficies	Volumen de Agua (Hm <sup>3</sup> ) <sup>8</sup>	Diferencia (%) <sup>9</sup>
RET	243,38	16,33
RCT	273,60	30,77
EDR	117,22	-43,97
CAT	279,95	33,81
LVA	225,03	7,56
DGA/Rizzo (2015) <sup>10</sup>	209,22	-



**Figura 5.19.** Volúmenes de agua subterránea almacenada estimada para el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca; y, diferencias porcentuales en relación al obtenido por DGA/Rizzo (2015). Elaboración propia.

<sup>8</sup> Para más información sobre la metodología para estimar el volumen de agua subterránea, consultar capítulo v.

<sup>9</sup> Las diferencias porcentuales son al comparar los volúmenes obtenidos en este trabajo vs. el obtenido con la metodología de DGA/Rizzo (2015). Esto es mencionado en la nota al pie número 10.

<sup>10</sup> Volumen obtenido al utilizar la metodología de interpolación del basamento propuesta por DGA/Rizzo (2015), pero con la base de datos confeccionada en este trabajo.



## 6. DISCUSIONES

### 6.1. Base de Datos

La base de datos representa un desafío a la hora de diseñar un plan de interpolación de basamento rocoso y, en este caso, se presentan tres aspectos relevantes a manejar. El primero, está representado por el hecho que la base de datos está confeccionada por distintos métodos de medición, tanto directos como indirectos (**Tabla 5.1**), y, a la vez, estos aportan distinta información, que en este caso está plasmado por los datos que registran la altura del basamento superficial vs la altura subsuperficial. El segundo, corresponde al número de datos, donde existe una clara desproporcionalidad entre la cantidad de muestras superficiales vs. las subsuperficiales (**Tabla 5.1**). El tercero, se relaciona con la ubicación de las muestras y el distanciamiento entre ellas, es decir, su distribución dentro de las cuatro subcuencas, y la longitud existente entre un punto muestreado y otro (**Figura 5.1**), respectivamente

Las variables mencionadas se deben considerar previo a iniciar un análisis estadístico, de correlación espacial, y/o la interpolación de valores. Lo anterior se funda en que la combinación de datos contrastados (superficial vs. subsuperficial) y, que además, se encuentran en una cantidad desproporcionada una del otro, conllevarían a una distorsión de resultados, en donde las mediciones subsuperficiales, que son las que permiten moldear la superficie de basamento al momento de interpolar, se subrepresentarían y, consecuentemente, la eventual interpolación estaría sobre influenciada por las alturas superficiales. A su vez, la ubicación de las muestras debe ser tomada en cuenta, es decir, los análisis tienen que considerar una segregación por subcuencas, ya que la información de profundidad de una subcuenca no aporta información sobre los procesos erosivos que sufrió la subcuenca adyacente. Sin embargo, es permisible optar por límites suaves entre valles, puesto que la conexión entre el valle principal y su valle tributario suelen ser sectores que comparten la elevación del basamento rocoso. El distanciamiento entre muestras subsuperficiales juega un rol al momento de interpolar, lo que se produce debido a la desproporcionalidad que existe en el número de datos de ambas categorías. Esto se traduce en una dificultad de generar profundidades continuas a lo largo de las subcuencas.

### 6.2. Variografía

Los variogramas experimentales fueron calculados para cada subcuenca y sin división por tipos de datos. Esta decisión se basa en que la cantidad de mediciones subsuperficiales son demasiado bajas, por lo que un análisis variográfico sólo sobre este tipo de datos

introduciría un mayor sesgo que trabajar con todas las muestras juntas. Dicho esto, la modelación de la continuidad espacial estaría representando la existente en superficie, pero con las variaciones existentes entre subcuencas.

Las direcciones de mayor elongación coincidieron con las orientaciones de cada valle, alcanzando las variabilidades totales en dichas direcciones. Caso contrario ocurrió para las direcciones ortogonales de La Vinilla-Casablanca y Lo Orozco, donde se modelan anisotropías zonales (**Figura 5.6**), es decir, la completa variabilidad del fenómeno no es visible en esa dirección (Gringarten & Deutsch, 1999).

Lo anterior se explica porque las direcciones perpendiculares a las orientaciones de las subcuencas no encuentran su variabilidad total, puesto que estas mediciones superficiales se encuentran a la misma cota (m s.n.m.). Para el caso de Lo Orozco, la principal razón corresponde a los cambios de orientación que tiene la geometría de dicha subcuenca, impidiendo la generación de pares en ambas direcciones.

En vista de la existencia de la anisotropía zonal, más una clara tendencia sistemática de los datos, y la no estacionariedad inherente de la variable profundidad, es que se decide trabajar sobre los residuos. Al hacerlo, el resultado fue el esperado puesto que disminuyeron los alcances y se elimina la anisotropía zonal (**Figura 5.7**), es decir, se alcanza la variabilidad total para las cuatro subcuencas

### **6.3. Estimación**

En concordancia con lo expuesto hasta el momento, para poder generar la estimación del basamento rocoso se deben considerar los desafíos planteados en la sección de base de datos, más el manejo de la no estacionariedad de la variable profundidad.

El problema del contraste entre mediciones superficiales y subsuperficiales, y la desproporcionalidad entre el número de muestras para cada una de ellas, se aborda de dos maneras. El primero es a través de la configuración de mínimo y máximo de muestras para estimar, más el número máximo de muestras por octante. Sin embargo, este diseño no es suficiente para garantizar una continuidad de las profundidades subsuperficiales, para lo cual es necesario aplicar la distinción entre tipos de datos, que es la segunda manera de abordarlo (**Tabla 5.5**). Esta diferencia es visualizable al comparar las superficies RET y RCT (**Figura 5.10**), de las cuales la última de ellas logra generar una mejor reproducción de la continuidad de profundidades a lo largo del eje axial de las subcuencas.

Como se menciona en los resultados, los métodos utilizados para interpolar se pueden dividir entre aquellos que utilizan una anisotropía invariante (TRE, RET, RCT, EDR, CAT) y los que utilizan una anisotropía que varía en el espacio (LVA). Para los primeros, la manera de manejar la ubicación de las muestras es por medio de la división por subcuencas, en donde las anisotropías están orientadas según los *azimuts* de los variogramas, que a su vez coinciden con la orientación de cada valle. Para los segundos, se utiliza un campo de anisotropía variable que indica la orientación y magnitud de anisotropía para distintos puntos de la cuenca sin la necesidad de hacer una división.

También, es imperante tratar con el distanciamiento que existe entre muestras subsuperficiales, el cual va de centenas de metros hasta kilómetros. Esto también es manejable por medio de las anisotropías, las cuales, al imponer una elongación de búsqueda alargadas en las subcuencas, favorece la conexión de muestras subsuperficiales a lo largo del eje axial de las subcuencas. Este efecto se ve potenciado al utilizar una restricción mayor relacionada al tipo de muestra utilizada para interpolar (comparación RET vs. RCT) (**Figura 5.10**).

La no estacionariedad inherente de la variable profundidad se aborda por medio del diseño de interpolaciones basadas en los residuos. Para ello, primero se genera la tendencia de los datos, con una configuración de muestras mínimas y máximas para estimar más holgada, para capturar el comportamiento general de la profundidad. Esta tendencia, que sirve de información adicional para estimar, no está exenta de problemas, puesto que, al considerar menos restricción para su generación, tiende a sobre representar la media de las mediciones superficiales, distorsionando las subsuperficiales. Este efecto tuvo repercusiones directas en la superficie EDR (**Figura 5.10**), la cual no logra generar profundidades coherentes a lo largo de las subcuencas. El impacto que puede tener la tendencia en los resultados de las superficies de basamento es visto, también, al comparar los resultados RCT vs. CAT (**Figura 5.10**), en donde esta última, que no utiliza la tendencia como fuente de información, registra mayores continuidades de la profundidad del basamento en los ejes axiales de los valles.

Otra manera de abordar la no estacionariedad es con la metodología de interpolación por kriging con anisotropía variable, ya que considera explícitamente cómo debe variar la profundidad según la orientación y la anisotropía. Sin embargo, para este caso no muestra resultados favorables, lo cual se explica principalmente por la carencia de poder restringir

la selección de muestras al momento de estimar, por lo que se encuentra sobre influenciado por las mediciones superficiales.

#### **6.4. Validación**

A partir de los resultados de la validación, se vislumbra que en general las estimaciones son concordantes con las variaciones espaciales, con excepción de EDR que sigue más bien un patrón regular (**Figura 5.11**), sin las fluctuaciones que tienen las mediciones subsuperficiales. Esto se denomina sesgo condicional, que se exhibe de más explícitamente en la **Figura 5.12**, y que suele estar presente debido al efecto de suavizamiento de los procedimientos de estimación, con mayor frecuencia en presencia de mallas de muestreo ampliamente espaciadas (Rossi & Deutsch, 2013).

La mayor frecuencia de error para todos los escenarios oscila entre  $\pm 50$  m s.n.m. (**Figura 5.13**), lo cual se considera razonable ya que, como se expone en la **Figura 5.4**, las mediciones subsuperficiales tienen una gran variabilidad, por lo que la eliminación de muestra para reestimar por medio de la validación cruzada, se pierde información indispensable para generar la superficie del basamento rocoso.

Por otro lado, los errores mayores  $\pm 50$  m s.n.m., se dan para valores estimados mayores (**Figura 5.14**), los cuales están asociados principalmente a las zonas más profundas, por ejemplo, las líneas gravimétricas de Los Perales de Tapihue (**Figura 5.15**). Esta aclaración está en concordancia con lo planteado en el primer acápite de las discusiones, y es que los contrastes de valores de profundidad, más el distanciamiento entre las muestras, juegan un rol fundamental para poder reproducir una superficie de basamento rocoso continua a lo largo de las subcuencas.

Los indicadores de ECM y CP, aportan una medida comparativa entre los distintos escenarios. De ellos, la superficie CAT se posiciona como la semejante a las mediciones reales. Esto se explica porque la tendencia de los datos incorpora un componente de sobreestimación de las mediciones subsuperficiales, lo que incide en las superficies estimadas que utilizan la tendencia para su producto final. Para el caso de LVA, los resultados de sus indicadores están relacionados a la no utilización de restricción en la selección de muestras para estimar, lo que conlleva a la sobre representación de mediciones superficiales.

#### **6.5. Geología**

La cuenca se encuentra rellena por material aluvial, coluvial y fluvial, y la roca de basamento corresponde a intrusivos Jurásicos-Cretácicos de composiciones gabro dioríticas a

graníticas (Gana *et al.*, 1996) que, al ser cuerpos intrusivos, se caracterizan por ser material competente a la erosión, lo que es respaldado por los valores obtenidos de la textura del drenaje, la que la clasifica como textura muy gruesa (**Tabla 4.1**), corroborando la resistencia a la erosión.

Teniendo en consideración lo planteado, se esperaría que la distribución de profundidades del basamento siguiera cierto patrón regular, pero, según los resultados planteados en este estudio, tal distribución dista de ser continua, sino que exhibe zonas en donde las profundidades se acentúan más que en otras, e incluso llegan a presentar morfologías de escarpes subverticales. Tales zonas coinciden con la presencia de fallas geológicas (**Figura 5.16**), sugiriendo que el factor tectónico es el principal factor en la modelación del relieve. En este sentido, Sabaj (2008) propone que la Cuenca del Estero Casablanca se encuentra sometida a esfuerzos tectónicos, al reconocer una variedad de estructuras activas en la zona, y que también es respaldado por DGA/Rizzo (2015), al reconocer que en la mayoría de las quebradas de la cuenca, principalmente en las cabeceras de los valles, afloran manantiales de mayor o menor envergadura, asociado a fracturas tensionales. Esto es corroborado por medio de los parámetros morfométricos analizados presente documento, los cuales aluden a que las cuatro subcuencas de Casablanca son tectónicamente activas y han estado sujetas a inclinación (**Tabla 4.1**).

A pesar de lo anterior, el último estudio realizado (DGA/Rizzo, 2015) declara la cuenca como inactiva, esto fundado en la carencia de registros que indiquen remociones en masa recientes en lugar, sumado a la antropización sobre los abanicos aluviales presentes. Esta afirmación no tiene sustento considerando que la cuenca se encuentra en una zona con un régimen tectónico activo, lo que implica movimientos de bloques que pueden generar subsidencia, y posterior transporte y/o depositación de material sedimentario (Vera, 1994). Además, la definición de una cuenca inactiva insta a que el proceso de sedimentación ha acabado, e incluso los materiales de relleno de la cuenca se encuentren escasamente deformados (Vera, 1994), hecho que no es confirmado en la cuenca por ninguno de los trabajos realizados previamente en Casablanca (DGA/AC Ingenieros, 1991; DGA/AC Ingenieros, 1993; DGA, 2004; DGA/Rizzo, 2015; Lazcano, 2018).

En base a lo planteado, es razonable pensar que la cuenca no está precisamente en un periodo inactivo, sino que se encuentra bajo un régimen de baja sedimentación, probablemente debido al régimen hídrico que gobierna la zona, factor que, según Blair,

(1986), puede cambiar las tasas de sedimentación en una cuenca a pesar de un régimen tectónico activo.

Por último, la escasa conexión de profundidades que se produce en distintas zonas de la cuenca, podría estar influenciado por el alzamiento o descenso de bloques, lo que estaría en concordancia con el factor tectónico mencionado.

## 6.6. Hidrogeología

Los aspectos hidrogeológicos abordados en este trabajo consideran el agua subterránea almacenada en el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca para cada superficie de basamento rocoso generada, teniendo en consideración la piezometría levantada por DGA/Rizzo (2015) (**Figura 4.8**), además de una perspectiva general de los posibles efectos que pueden tener en la modelación numérica del acuífero.

La estimación del agua subterránea almacenada (**Figura 5.19**) indica que existe una diferencia entre los distintos métodos de interpolación empleados, en donde el valor máximo estimado asciende a los 279,95 Hm<sup>3</sup> para la superficie de datos con restricción de categoría (CAT), y que representa 2,3 veces el valor mínimo estimado de 117,22 Hm<sup>3</sup> para la superficie de datos con deriva externa (EDR), es decir, una diferencia de 162,73 Hm<sup>3</sup>. Al comparar estos volúmenes con el obtenido con la metodología propuesta por DGA/Rizzo (2015), pero con la base de datos presentada en este documento (**Figura 5.18**), indican que existe una diferencia porcentual que va desde -43,97% (EDR) hasta +33,81% (CAT) (**Figura 5.19**). Lo anterior se explica por lo ya expresado en el capítulo 6.3, en donde la superficie de la tendencia presenta una sobreestimación de la profundidad del basamento rocoso, que se expresa de manera clara en la subcuenca La Vinilla-Casablanca, y que claramente afecta en los volúmenes de agua almacenada.

Lo planteado muestra cifras categóricas, evidenciando que existe una gran variabilidad entre los métodos de interpolación empleados, y la selección de los parámetros a utilizar para estimar. Ambos influyen directamente en la cantidad de agua subterránea cuantificada para el acuífero, y que el proceso de estimación del basamento puede llegar a aumentar en un 33% el recurso hídrico, o disminuirlo en -43%. Lo anterior excluye otras variables hidrogeológicas como variaciones espaciales de permeabilidad, porosidad, coeficiente de almacenamiento, consideraciones de acuífero confinado y diferencias de almacenamiento.

Desde la perspectiva de la modelación numérica, el efecto que puede tener la morfología inferior de un acuífero, que aplicado a este caso sería el basamento rocoso, no es algo que

esté del todo documentado, habiendo pocas referencias relacionados a este tema. Abarca *et al.* (2002) sugieren que esto se debe a que posiblemente no sea un aspecto a destacar, o tal vez porque no ha sido considerado. Sin embargo, en su mismo estudio, enfocado a analizar los efectos que puede tener la morfología inferior de un acuífero en una intrusión marina, ellos logran dilucidar que el comportamiento de la intrusión marina y el flujo de agua subterránea son cualitativamente distintos entre acuíferos con fondos planos y acuíferos con fondos no planos o con pendientes, estas diferencias radican principalmente en patrones de flujos distintos en un caso u otro, provocando que la intrusión marina penetre tierra adentro de manera distinta en los tres casos. Estas afirmaciones se complementan con lo mencionado por Robins (2005), quien alude que un modelo conceptual geológico condiciona los modelos de flujo de agua subterránea, es decir, un mal modelo geológico, puede llevar a resultados incorrectos, por lo tanto, un buen conocimiento de las formaciones geológicas, aspectos geométricos, relaciones espaciales y la presencia de características tectónicas son esenciales (Gámez, 2007; Jiménez-Martínez *et al.*, 2012). Dicho lo anterior, es necesario tener en consideración la correcta representación y análisis de la arquitectura geológica, para evitar una configuración geométrica del acuífero de manera simplista, y así no afectar el modelamiento de agua subterránea, lo cual se refleja en la zona de estudio a través de la concordancia entre las superficies modeladas y las estructuras mapeadas, asemejándose así a lo postulado por Robins (2005).

### **6.7. Metodología**

La metodología de generación de superficies de basamento rocoso para cuencas hidrográficas muestra ser eficiente: otorga una mayor continuidad de profundidades del basamento a lo largo de las subcuencas de la zona de estudio. Además, la inclusión de fuentes de información proveniente de la cuenca sedimentaria induce a una geometría similar a la esperable de un valle, tanto en la profundización hacia el eje axial de las subcuencas como en la reproducción de la pendiente natural de ellas, volviéndose una descripción más realista del medio a modelar.

La principal desventaja viene dada por la sobrestimación de la media de los valores de profundidad, esto por los datos de la cuenca sedimentaria, lo que se produce por la desproporcionalidad que existe en las distintas fuentes de información.

En este sentido, una manera de mitigar lo anterior sería por medio de la disminución del número de muestras de la cuenca sedimentaria. La primera opción sería descartando los puntos que representan las subsubcuencas dentro de cada subcuenca, puesto que estas

zonas suelen no poseer información del basamento subsuperficial, por lo que dichos puntos no aportan mayor información a la estimación. La segunda opción es considerar qué tamaño de grilla utilizará un eventual modelo numérico del acuífero, ya que, por ejemplo, no es necesario usar muestras de la cuenca sedimentaria con un espaciamiento continuo de 25 m si es que la grilla del modelo será de 50 m.

Por otra parte, el estimar el basamento con profundidades absolutas (m s.n.m), como se hizo en este trabajo, o con profundidades efectivas (m b.n.s.) tiene aristas que deben considerarse:

1. Sesgo de topografía: como se utilizó un modelo digital de elevación (MDE) para obtener la coordenada Z de los puntos de la cuenca sedimentaria, estos tienen un sesgo asociado a la resolución del MDE. El utilizar una medida en m b.n.s. eliminaría este sesgo.
2. Pendiente de la cuenca: el utilizar los datos en m b.n.s. implica que las muestras de la cuenca sedimentaria tengan un valor 0. Esto genera un aplanamiento artificial en la topografía que afecta la estimación del basamento, puesto que se elimina el factor pendiente que tiene la cuenca. Esto es relevante desde un punto de vista geológico, ya que cuencas arreicas y algunas endorreicas la pendiente suele ser de subhorizontal a leve, mientras que las cuencas exorreicas tienen mayores pendientes (Ferrando & Morales, 1991). Por lo que, al momento de modelar, se debe considerar este factor geográfico en conjunto con el geomorfométrico, y así decidir qué unidad utilizar.
3. Efecto sobre la media: como ya se mencionó, la mayor densidad de información proveniente de la cuenca sedimentaria distorsiona la media de los datos subsuperficiales. Este efecto, en m b.n.s., corrompería artificialmente la media, obteniendo valores cercanos a 0.
4. Varianza: el estimar la profundidad efectiva genera que la varianza sea mayor, pues la diferencia entre el punto muestral de la cuenca sedimentaria y la media, será el valor de la media. Esto tendría una incidencia directa sobre el variograma.

Una variación que podría optimizar la estimación para trabajos futuros, sería el incluir datos de elevación, a modo de grilla, de los altos topográficos. Así, al modelar los variogramas experimentales, se podría hacer uso indirecto de las variaciones de pendiente de las laderas de los cerros colindantes a cada subcuenca. Es necesario recalcar que esta adición



de información probablemente distorsione aún más la media de los datos, por lo que se debería restringir solo a la generación del variograma, y no para estimar el basamento.

La confianza de los modelos dependerá de supuestos, entre ellos está el objetivo y escala de modelación, ya que un error 13 m en Z asociado al MDE puede ser despreciable a una escala regional o nivel de cuenca, pero se vuelve considerable al momento de realizar estimaciones más acotadas, por ejemplo, en obras de ingeniería o caracterización de predios.

Lo anterior, también se condiciona con la geometría del acuífero, y su interacción con estructuras geológicas. Siendo estas variables manejables, hasta cierto punto, a través de dominios de estimación, con límites duros o blandos.

La definición de la grilla que eventualmente se use en el modelo numérico del acuífero también se debe considerar, por lo que es necesario que ambas grillas, tanto la del modelo numérico como el basamento, sean consistentes entre sí para poder obtener la resolución deseada en los resultados.

Otra manera de dar una mayor confianza al modelo, es la abundancia y distribución de la información subsuperficial. Mientras mayor densidad de muestras que se dispongan, y mejor sea su distribución dentro de la zona de estudio, mejor serán los resultados, porque así se evitan vastas zonas sin información, donde la interpolación tenderá a ponderar más la media de los datos.

En relación a los alcances de la metodología presentada, se propone que esta puede colaborar a la toma de decisiones relacionadas con el recurso hídrico subterráneo. Esto fundamentado en que una detallada caracterización del basamento rocoso tiene dos incidencias: 1) En la geometría inferior de un acuífero, la cual afecta las direcciones de flujo en la modelación numérica del acuífero (Abarca et al., 2002) y, 2) en el volumen de agua subterránea almacenada, lo que se traduce en un aumento o disminución de disponibilidad de agua subterránea. Lo anterior debe ir acompañado de un balance hídrico que detalle de manera rigurosa las entradas y salidas del sistema, más la correspondiente modelación numérica del flujo subterráneo.

## 7. CONCLUSIONES

La división de la base de datos en dos tipos de muestra y cuatro subcuencas resulta acertada, puesto que la primera permite restringir la selección para generar la interpolación por kriging ordinario restringido por tipo de muestra, fomentando la elección de datos que entregan la profundidad del basamento subsuperficial y, la segunda, permite orientar la búsqueda con anisotropías elongadas a lo largo de los ejes longitudinales de cada subcuenca.

El utilizar como fuente de información datos de altitud de la cuenca sedimentaria debe ser tratado minuciosamente, puesto que provoca una desproporcionalidad entre las muestras superficiales vs. las subsuperficiales. Esto es manejable con la configuración de datos para estimar, pero no del todo, por lo que la sobreestimación de los valores subsuperficiales debe ser considerada.

De las cinco metodologías para generar superficies de basamento rocoso, la que presenta una mayor continuidad de profundidades corresponde a la de datos restringidos por tipo de muestra, la que, a la vez, corresponde a la interpolación con mejor validación numérica; mientras que la superficie de datos con deriva externa junto a la superficie con anisotropía variable, presentan la menor continuidad de profundidades y peor validación numérica, debido a la sobreestimación, en mayor parte, para el valle La Vinilla-Casablanca.

La distribución de las profundidades del basamento rocoso muestra una correlación espacial con la ubicación de las principales estructuras de la zona, cuyas mayores depresiones, de morfologías escarpadas y subverticales, están asociadas, o colindantes a, fallas de gran envergadura. Corroborando así que el factor tectónico es un aspecto relevante en la evolución del paleo relieve de la cuenca.

La estimación de volúmenes de agua subterránea, bajo los supuestos y simplificaciones hidrogeológicas consideradas para este estudio, resultan en un máximo de 279,95 Hm<sup>3</sup> y un mínimo de 117,22 Hm<sup>3</sup>, para las superficies de datos restringidos por tipo de muestra y datos con deriva externa, respectivamente. Estas cifras equivalen a diferencias porcentuales que van desde +33,81% hasta -43,97%, en relación a la metodología propuesta por el último estudio hidrogeológico de la Cuenca del Estero Casablanca (DGA/Rizzo, 2015).

Lo anterior ratifica que existe una considerable variabilidad entre un método de interpolación y otro, la cual tiene una implicancia directa en la cantidad de agua subterránea estimada.

Una metodología para la generación de superficies de basamento rocoso para cuencas hidrográficas como la propuesta, desde el trabajo con base de datos hasta su estimación y validación correspondiente, resulta necesaria. Así, se reconocen y visualizan las particularidades de cada cuenca a modelar, y se aseguran representaciones más cercanas a la geometría geológica esperada.

En el caso particular de la Cuenca del Estero Casablanca, la interpolación por kriging con restricción por tipo de muestra resulta ser la más eficiente, tanto por su coherencia geológica como por su validación. Siendo su morfometría alargada, en conjunto con la información disponible para estimar, las principales características que permiten esta aseveración.

Utilizar la metodología propuesta a una cuenca con características diferentes a Casablanca, requiere la consideración de las siguientes variables: geografía, geomorfología y morfometría de la cuenca, estructuras geológicas, tipo de basamento, fuentes de información, número de muestras para estimar y su distanciamiento, anisotropías, y método de interpolación.

Los supuestos necesarios para aumentar la confiabilidad de los modelos de basamento radican principalmente en los objetivos y escalas de modelación; la geometría del acuífero y su interacción con estructuras geológicas; la consistencia entre la resolución deseada para el modelo numérico y la del basamento; y las abundancia y distribución de las fuentes de información.

Los alcances de la metodología sugieren que puede colaborar a la toma de decisiones relacionadas con el recurso hídrico. Esto fundamentado en las incidencias que posee la geometría del basamento rocoso en la cuantificación del agua disponible en el acuífero, y en las implicancias que tendría en la modelación numérica del flujo subterráneo.

## 8. RECOMENDACIONES Y LIMITACIONES

Para complementar y ampliar los alcances del presente trabajo se proponen las siguientes recomendaciones:

- Realizar una campaña geofísica de líneas gravimétricas orientada a conocer con mayor precisión la profundidad del basamento rocoso. Estos perfiles deben tener una orientación longitudinal a los valles de la Cuenca del Estero Casablanca, puesto que son los sectores con menor información del basamento, particularmente en el caso del valle La Vinilla-Casablanca. Ésta puede ser complementada con campañas geofísicas de resistividad y polarización inducida (IP), o con sismica de refracción.
- Considerar la factibilidad de generar información topográfica a partir de vuelos de drones. Esto permitiría tener información más certera de la superficie, disminuyendo el error asociado a la coordenada Z.
- Utilizar las técnicas de interpolación empleadas en este trabajo, pero con un menor número de datos provenientes de la cuenca sedimentaria, según las consideraciones aquí mencionadas. Así, evaluar el impacto que puede tener una menor densidad de estas muestras.
- Generar nuevos escenarios de superficies de basamento rocoso por medio de simulaciones geoestadísticas condicionales, para poder cuantificar la incertidumbre de que cierto punto dentro de la cuenca posea efectivamente tal profundidad de basamento rocoso.
- En base al punto anterior, someter a modelación numérica del flujo subterráneo de agua los distintos escenarios producidos por la simulación geoestadística, y así evaluar cuánto afectan las distintas profundidades de la superficie del basamento rocoso.

Las principales limitaciones de este trabajo se encuentran en no considerar a cabalidad todas las variables hidrogeológicas, mencionadas en este trabajo, para la estimación del agua subterránea almacenada en el acuífero de la Cuenca del Estero Casablanca. Por lo que se vuelve importante recalcar que los resultados obtenidos solamente representan las variaciones con respecto al basamento rocoso de la cuenca, y que las estimaciones en relación a dicho volumen no necesariamente representan el volumen de agua real almacenado en el acuífero. Además, este estudio se centró solamente en una cuenca, por lo que la ampliación del método presentado en este trabajo a otras zonas de estudio debe ser corroborada.

## 9. BIBLIOGRAFÍA

- Abarca, E.B., Carrera, J., Voss, C.I., & Sanchez-Vila, X. (2002).** Effect of aquifer bottom morphology on seawater intrusion.
- Aguilar, F.J., Agüera, F., Aguilar, M.A., Carvajal, F. (2015).** Effects of Terrain Morphology, Sampling Density, and Interpolation Methods on Grid DEM Accuracy.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Merlo, C. (2000).** Modelo Gravimétrico de la Cuenca de Santiago, Etapa III Final. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 404-408.
- Arun, P.V. (2013).** A comparative analysis of different DEM interpolation methods.
- Blair, T.C. (1986).** Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico.
- Boisvert, J.B. & Deutsch, C.V. (2011).** Programs for kriging and sequential Gaussian simulation with locally varying anisotropy using non-Euclidean distances.
- Boisvert, J.B. (2010).** Kriging and SGS with Multi-gridding and Locally Varying Anisotropy (LVA).
- Boisvert, J.B., & Deutsch, C.V. (2009).** Generating LVA fields for use in Nonstationary Geostatistics.
- Bull, W. B. and Mc. Fadden, L. M. (1977).** Tectonic Geomorphology North and South of the Garlock Fault, California. *Journal of Geomorphology*, 1:15-32.
- Charrier R., & Munizaga F. (1979).** Edades K-Ar de volcanitas Cenozoicas del Sector Cordillerano del Río Cachapoal (34° 15' Lat. Sur). *Revista Geológica de Chile* 7: 41-51.
- Corvalán, J., & Munizaga, F. (1972).** Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso – San Antonio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 28, p. 40.
- Cox, R.T., 1994.** Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi embayment. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 571–581.
- Deutsch, C. V. (2002).** Geostatistical reservoir modeling. Oxford university Press.

- Deutsch, C.V., & Journel, A.G. (1997).** GSLIB Geostatistical Software Library and User's Guide, Oxford University Press, New York, second edition. 369 pages.
- Deutsch, J. L. (2015).** Experimental Variogram Tolerance Parameters. In J. L. Deutsch (Ed.), Geostatistics Lessons. Retrieved from <http://www.geostatisticslessons.com/lessons/variogramparameters>
- Dirección General de Aguas – AC Ingenieros Consultores Limitada (DGA/AC Ingenieros). (1991).** Estudio básico para la modelación del sistema de aguas subterráneas del Valle de Casablanca. S.I.T. N°2. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios y Planificación (DEP).
- Dirección General de Aguas – Departamento de Estudio y Planificación (DGA/DEP). (2004).** Aplicación del Modelo Hidrogeológico Valle Pan de Azucar S.D.T. N°176.
- Dirección General de Aguas – División de Estudios y Planificación (DGA/DEP). (2015).** Actualización Plan Nacional de Estudios Acuíferos. SDT N°381.
- Dirección General de Aguas – GHD (DGA/GHD). (2015).** Levantamiento de Información Hidrogeológica para la Modelación del Acuífero de Pica, Cuenca de la Pampa del Tamarugal, Región de Tarapacá.
- Dirección General de Aguas – Hidromas CEF Limitada (DGA/Hidromas). (2013).** Actualización de la Modelación Integrada y Subterránea del Acuífero de la Cuenca del Río Copiapó.
- Dirección General de Aguas – Rizzo Associates Chile S.A. (DGA/Rizzo). (2015).** Actualización de la modelación hidrogeológica e integrada de los acuíferos de la Cuenca del Estero Casablanca. S.I.T. N°363. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios y Planificación (DEP).
- Dirección General de Aguas (DGA). (2000).** Análisis de disponibilidad del recurso hídrico subterráneo, en el acuífero del Valle de Casablanca, Comuna de Casablanca, Provincia de Valparaíso, V Región. S.D.T. N°99. Minuta Técnica N°03. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Administración de Recursos Hídricos (DARH).

- Dirección General de Aguas (DGA). (2004).** Modelación hidrogeológica Valle del Estero Casablanca. S.I.T. N°97. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Estudios y Planificación.
- Dirección General de Aguas (DGA). (2015).** Determinación de la Disponibilidad de Aguas Subterráneas en el Valle del Río Aconcagua. SDT N°372 IT DARH N° 163.
- Eldeiry, A.A., García, L.A. (2010).** Comparison of Ordinary Kriging, Regresion Kriging, and Cokriging Techniques to Estimate Soil Salinity Using LANDSAT Images.
- ESRI. 2001.** Using ArcGIS Geostatistical Analyst. ESRI Press: Redlands, CA.
- Farías, M. (2007).** Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis (Doctor en Ciencias, Mención Geología) Departamento de Geología, Universidad de Chile. 36p.
- Ferrando F., Morales, B. (1991).** Clasificación Hidrodinámica de Chile.
- Fock, A. (2005).** Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y 34° S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Fuster, F. (2014).** Sistema de Soporte a la Toma de Decisiones para la Gestión Sustentable del Acuífero Azapa.
- Gámez, D. (2007).** Sequence stratigraphy as a tool for water resources management in alluvial coastal aquifers: application to the Llobregat delta (Barcelona, Spain). Doctoral Thesis. Technical University of Catalonia, Barcelona, Spain, 177pp.
- Gana, P., Vall, R., Gutiérrez, A. (1996).** Mapa Geológico del Área de Valparaíso-Curacaví, Región de Valparaíso y Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile). Mapas Geológicos, N° 1, escala 1: 100000, 1 mapa, 1 anexo.
- Gaspari, F., Rodríguez, A., Senisterra, G., Delgado, M.I., Besteiro, S. (2013).** Elementos Metodológicos para el Manejo de Cuencas Hidrográficas.
- Goovaerts, P. (1997).** Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press.
- Gravelius, H. (1914).** Flusskunde. Goschen Verlagshan dlug Berlin. En Zavoianu, I. (1985): *Morphometry of Drainage Bassins*. Amsterdam, Elsevier.

- Gringarten, E., Deutsch, C.V. (1999).** Methodology for variogram interpretation and modeling for improved petroleum reservoir characterization. Annual Technical Conference and Exhibition Formation Evaluation and Reservoir Geology, Houston, TX. Society of Petroleum Engineers. SPE paper # 56654.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M. A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., & Drake, R. (1988).** Granitoids of the Coast Range of Central Chile: Geochronology and geological setting. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 165 – 194.
- Horton, R. E. (1945).** Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*56: 275-370.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). (2004).** Guía Técnico Científica para la ordenación y manejo de Cuencas Hidrográficas en Colombia. Bogotá, Colombia.
- Jiménez-Martínez, J.; Candela, L.; García-Aróstegui, J.L.; Aragón, R. (2012).** A 3D geological model of Campo de Cartagena, SE Spain: Hydrogeological implications *Geologica Acta: an international earth science journal*, vol. 10, núm. 1, 2012, pp. 1-14 Universitat de Barcelona, España.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K., Lucas, N. (2001).** Using ArcGIS Geostatistical Analyst. ESRI Press: Redlands, CA.
- Krige, D.G. (1951).** A statistical approach to some mine valuations problems at the Witwatersrand. *J. Chem. Metall. Min. Soc. S. Afr.* 52, 119e139.
- Lazcano, M.F. (2018).** Actualización del modelo conceptual en el acuífero los perales de tapihue en la cuenca del estero de casablanca, región de valparaíso
- Li, J., & Heap, A.D. (2014).** Spatial interpolation methods applied in the environmental sciences: A review. *Environmental Modelling & Software*, Vol. 53, p. 173-189.
- Lillah, M., & Boisvert, J.B. (2015).** Inference of locally varying anisotropy fields from diverse data sources.
- Martelet, G., Calcagno, P., Gumiaux, C., Truffert, C., Bitri, A., Gapais, D., Brun, J.P. (2004).** Integrated 3D geophysical and geological modelling of the Hercynian Suture



Zone in the Champtoceaux area (south Brittany, France). *Tectonophysics*, 382, 117-128.).

**Matheron, G. (1963).** Principles of geostatistics. *Econ. Geol.* 58, 1246e1266.

**Miller, V. C. (1958).** A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee, Proj. NR 389-402, Technical report 3, Columbia University, Department of Geology, ONR, New York.

**Ministerio del Interior y Seguridad Pública de Chile. (2015).** Política Nacional para los Recursos Hídricos 2015.

**Murillo, D., Ortega, I., Carrillo, J.D., Pardo, A., Rendón, J. (2012).** Comparación de métodos de interpolación para la generación de mapas de ruido en entornos urbanos.

**Paredes, C., Salinas, W., Martínez, X. (2012).** Evaluación y comparación de métodos de interpolación determinísticos y probabilísticos para la generación de modelos digitales de elevación.

**Robins, N.S., Rutter, H.K., Dumbleton, S., Peach, D.W. (2005).** The role of 3D visualisation as an analytical tool preparatory to numerical modelling. *Journal of Hydrology*, 301, 287-295.

**Rossi, M. E., & Deutsch, C. V. (2013).** Mineral resource estimation. Springer Science & Business Media.

**Sabaj, R. (2008).** Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33°45'S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

**Saz, M.A., De Luis, M., Serrano-Notivoli, R., Longares, L.A. (2010).** Comparación de métodos de interpolación y de regresión para la cartografía de temperaturas máximas y mínimas absolutas: el caso de Navarra (Norte de España) en 2009.

**Schumm, S.A. (1956).** The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Peareth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, nº 67, pp. 597-646.

- Sellés, D., & Gana, P. (2001).** Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 74.
- Sinclair, A. J., & Blackwell, G. H. (2006).** Applied mineral inventory estimation. Cambridge University Press.
- Smith, K.G. (1950).** Standards for grading textures of erosional topography". *Am. Jour. Sci.* 248:655-668.
- Strahler, A.N. (1964).** Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, V.T. (Ed.): *Handbook of applied hydrology*. 4-39/4-76.
- Subsecretaría de Desarrollo Regional y Administrativo, (2013).** Guía análisis y zonificación de cuencas hidrográficas para el ordenamiento territorial.
- Sud-Austral Consulting SpA. (2016).** Actualización de cifras y mapas de desertificación; degradación de la tierra y sequía en Chile a nivel de comunas. Santiago, Chile.
- Sukristiyanti, S; Maria, R.; Lestiana, R. (2017).** Watershed-based Morphometric Analysis. A review.
- Thiele, R. (1980).** Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 29, 21p.
- Vera, J. (1994).** Estratigrafía: Principios y Métodos
- Wackernagel, H. (2003).** Multivariate Geostatistics: An Introduction with Applications, third ed. Springer, Berlin.
- Wang, S., Huang, G.H., Lin, Q.G., Li, Z., Zhang, H., Fan, Y.R. (2014).** Comparison of interpolation methods for estimating spatial distribution of precipitation in Ontario, Canada.
- Yañez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., & 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.
- Zhou, F., Guo, H.-C., Ho, Y.-S., Wu, C.-Z., 2007.** Scientometric analysis of geostatistics using multivariate methods. *Scientometrics* 73 (3), 265e279.

## 10. ANEXOS

**Anexo 10.1.** Resumen estadístico y simbología de la variable continua por categoría. *Elaboración propia.*

Categoría	Simbología	Número	Mínimo	Máximo	Media	Desviación Estándar
Gravimetría	GRA	209	114,2	367,6	237,8	43,5
NanoTEM y SEV	TEM	30	104,5	254,7	193,5	37,8
Pozo	POZ	16	181,0	281,7	224,9	32,1
Cuenca Sedimentaria	CSE	3.352	201,3	426,9	296,1	35,3

**Anexo 10.2.** Resumen estadístico de la variable continua por cada valle y categoría. *Elaboración propia.*

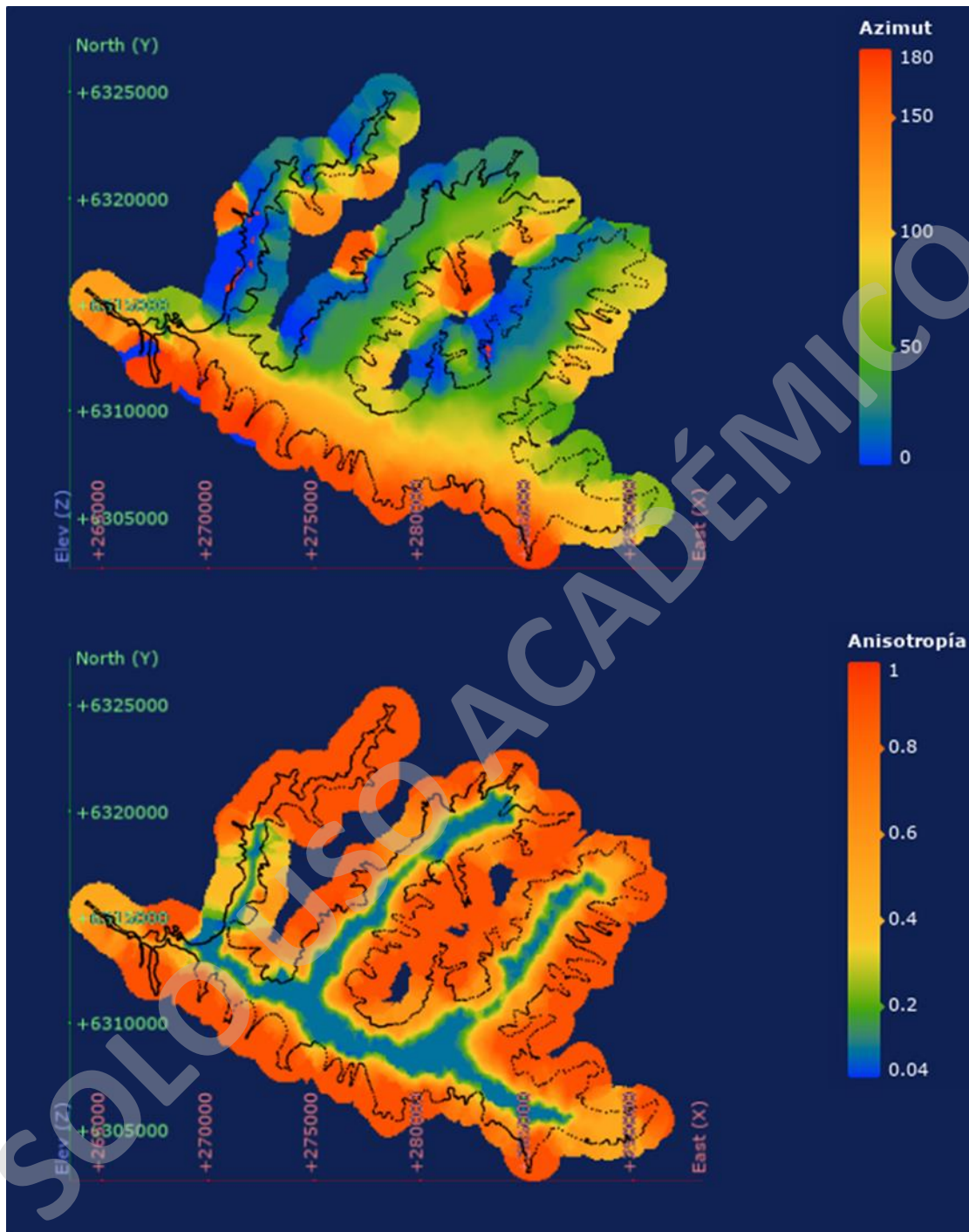
Valle	Categoría	Número	Mínimo	Máximo	Media	Desviación Estándar
Vinilla-Casablanca	GRA	72	130,4	367,6	229,1	42,6
	TEM	19	104,5	244,7	190,5	37,4
	POZ	8	190,5	281,7	220,4	27,9
	CSE	1.445	201,3	419,2	282,8	34,4
Lo Orozco	GRA	27	217,5	289,4	256,8	16,2
	TEM	2	194,8	244,3	219,6	24,8
	POZ	4	208,7	261,7	230,9	19,2
	CSE	626	233,3	400,5	299,8	29,2
Lo Ovalle	GRA	49	168,4	317,6	238,0	38,1
	TEM	5	145,8	223,0	172,4	30,2
	POZ	3	181,0	268,6	212,9	39,5
	CSE	793	223,9	414,8	298,4	28,7
Los Perales de Tapihue	GRA	61	114,2	345,5	239,5	52,9
	TEM	4	189,9	254,7	221,1	23,1
	POZ	1	273,0	273,0	273,0	0,0
	CSE	488	244,9	426,9	327,2	32,8

**Anexo 10.3.** *Parámetros utilizados para calcular los variogramas experimentales para cada valle. Elaboración propia.*

Parámetro	Vinilla-Casablanca		Lo Orozco		Lo Ovalle		Los Perales de Tapihue	
Azimut (°)	115	25	10	100	45	135	45	135
Tolerancia Azimut (°)	22,5	22,5	22,5	22,5	22,5	22,5	22,5	22,5
Bandwith (m)	200	200	200	150	200	200	200	200
N° de Lags	60	60	60	60	60	60	60	60
Distancia de Lags (m)	250	250	250	250	250	250	250	250
Tolerancia de Lag (m)	125	125	125	100	125	125	125	125

SOLO USO ACADÉMICO

Anexo 10.4. Campo de anisotropía variable (azimut y anisotropía) para toda la Cuenca del Estero Casablanca.

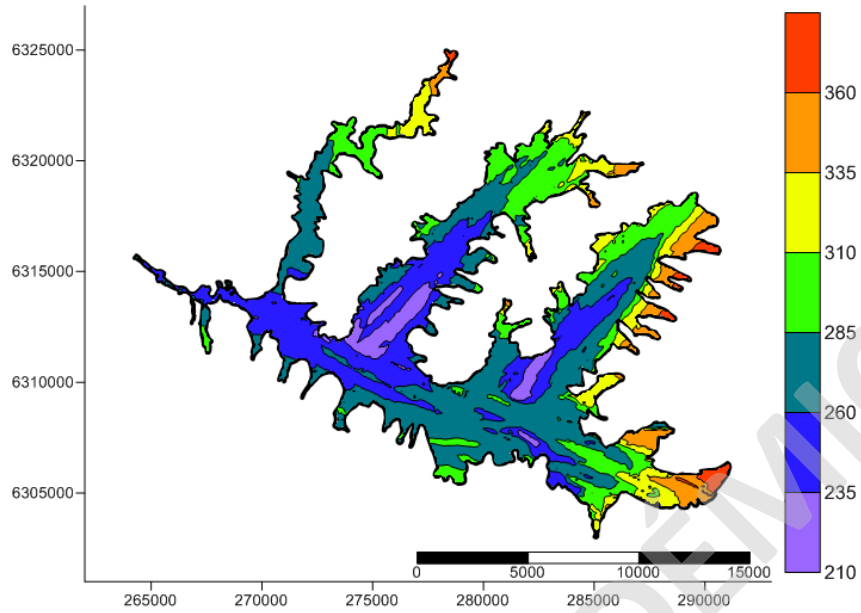


**Anexo 10.5.** Resumen estadístico de cada interpolación de basamento rocoso realizada. Elaboración propia.

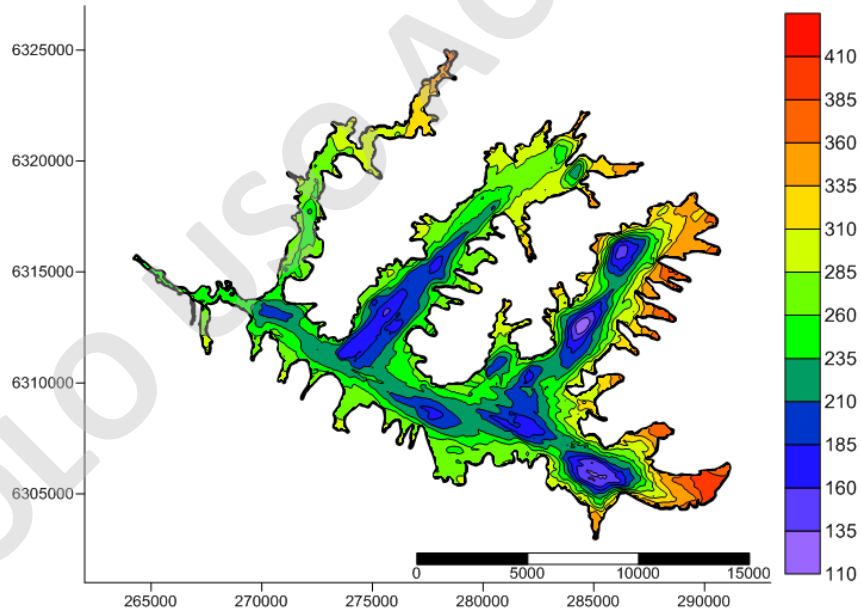
	TRE	RET	RCT	EDR	CAT	LVA
N° Datos	164874	164648	164329	164435	164925	115219
Media	279,28	258,27	254,75	272,49	254,16	314,76
D. Estándar	31,87	51,06	51,31	42,44	51,58	51,92
Cf. Variación	0,11	0,2	0,2	0,16	0,2	0,16
Máximo	380,12	423,4	422,93	398,92	424,07	427,40
Cuartil Sup.	296,07	289,63	286,34	296,52	287,95	358,02
Mediana	275,67	258,19	252,96	273,3	254,37	312,25
Cuartil Inf.	256,44	222,91	216,88	249,09	214,8	279,62
Mínimo	208,57	109,62	108,81	120,61	107,16	104,53

SOLO USO ACADÉMICO

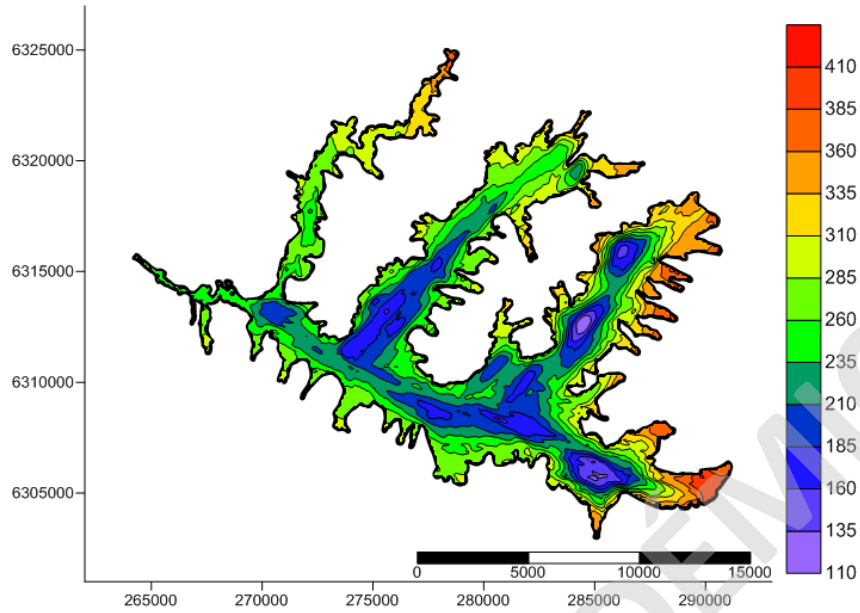
Anexo 10.6. Superficie de tendencia (TRE).



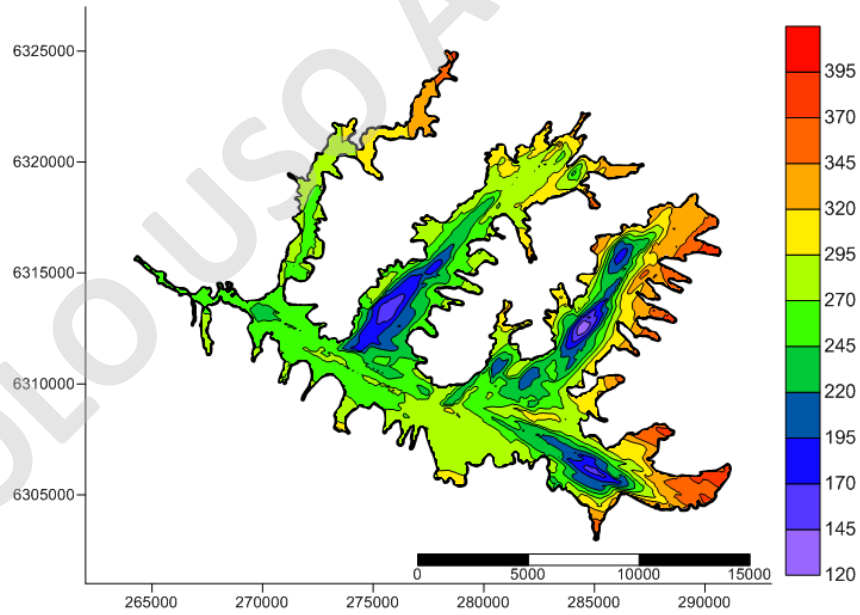
Anexo 10.7. Superficie de residuos más tendencia (RET).



**Anexo 10.8.** Superficie de residuos restringidos por categoría más tendencia (RCT).

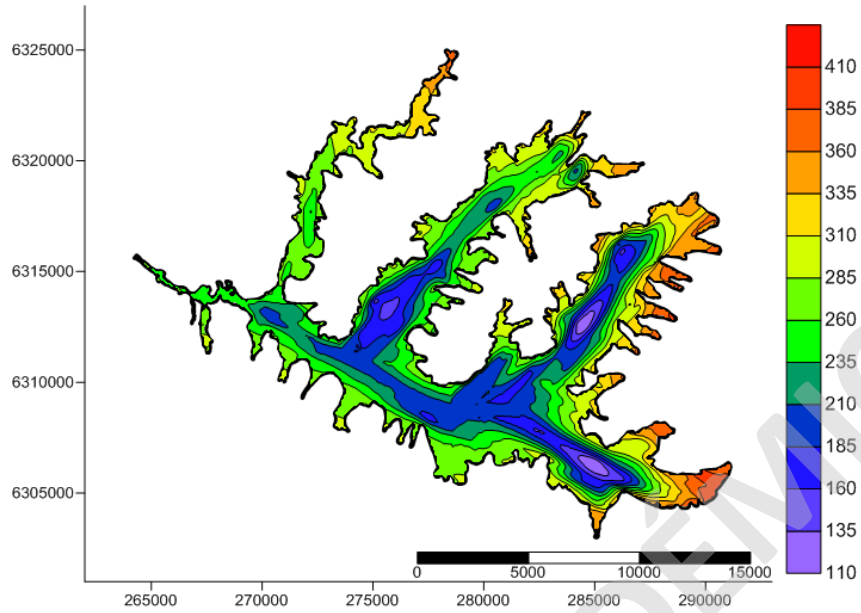


**Anexo 10.9.** Superficie con deriva externa (EDR).





**Anexo 10.10.** Superficie de datos restringidos por categoría (CAT).



**Anexo 10.11.** Superficie con anisotropía local variable (LVA).

