



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



MODELAMIENTO NUMÉRICO DE ACUÍFEROS DE ROCA FRACTURADA EN LA CUENCA HIDROGEOLÓGICA DEL PARQUE NACIONAL RÍO CLARILLO, COMUNA DE PIRQUE, REGIÓN METROPOLITANA.

(33°41'00"-33°51'00"S y 70°24'00"-70°29'00"W)

Memoria para optar al Título de Geólogo

Pol Andrés Butikofer Rodríguez

Profesor Patrocinante: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado
Profesional Guía: Dra. Sarah Tiphaine Lucile Leray
Profesores Comisión: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas

Concepción, 2024

A mi padre, que ya no se encuentra entre nosotros...

Espero hacerte sentir orgulloso

dondequiera que estés

“Un ave posada en un árbol jamás teme que la rama en la que se apoya se rompa, porque su confianza no está en la rama, sino en sus propias alas”

ÍNDICE

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	3
1.1.1. Objetivo General	3
1.1.2. Objetivos Específicos	3
1.2. Ubicación y Accesos	3
1.3. Agradecimientos	5
2. MARCO GEOLÓGICO	6
2.1. Geomorfología	6
2.2. Geología Local	8
2.2.1. Rocas Estratificadas	8
2.2.1.1. Formación Abanico	8
2.2.1.2. Formación Farellones	10
2.2.2. Depósitos No Consolidados	10
2.2.3. Rocas Intrusivas	11
2.2.3.1. Unidad Intrusiva I	11
2.2.3.2. Unidad Intrusiva II	12
2.3. Geología Estructural	12
3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO	16
3.1. Hidrología Regional y Local	16
3.1.1. Clasificación y Sistema Hidrográfico	16
3.1.2. Clima y Régimen Hidrológico	17

3.1.3. Precipitación	18
3.1.4. Evapotranspiración	20
3.2. Hidrogeología	21
4. METODOLOGÍA	26
4.1. Gabinete I	26
4.2. Trabajo en Terreno	27
4.3. Gabinete II	29
4.3.1. Modelamiento Conceptual	30
4.3.1.1. Propuesta Modelo Homogéneo	31
4.3.1.2. Propuesta Modelo Granítico-Volcánico	32
4.3.1.2. Propuesta Modelo No Consolidado-Volcánico	34
4.3.1.2. Propuesta Modelo No Consolidado-Granítico-Volcánico	35
4.3.2. Modelamiento Numérico	36
5. RESULTADOS	38
5.1. Estereogramas	39
5.1.1. Tendencia N-S	39
5.1.2. Tendencia E-W	40
5.1.3. Tendencia NE-SW	41
5.1.4. Tendencia NW-SE	42
5.2. Modelos Numéricos	45
5.2.1. Sistematización	43
5.2.2. Mapas de Dren (DRN)	45
5.1.2.1. Modelos H	46
5.1.2.2. Modelos GV	47
5.1.2.3. Modelos NCV	49
5.1.2.4. Modelos NCGV	50

5.2.2. Mapas de Isopiezas	52
5.2.2.1. Modelos H	52
5.2.2.2. Modelos GV	54
5.2.2.3. Modelos NCV y NCGV.....	55
5.2.3. Balance de Masas	56
5.1.2.1. Modelos H	56
5.1.2.2. Modelos GV	57
5.1.2.3. Modelos NCV	57
5.1.2.4. Modelos NCGV	58
5.3. Modelo Final	58
5.3.1. Mapa de DRN e Isopiezas	59
5.3.2. Balance de Masas	60
5.3.3. Líneas de Flujo	61
6. DISCUSIÓN	63
7. CONCLUSIÓN	66
8. REFERENCIAS	67
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio	4
2. 1. Mapa de morfoestructuras en Región Metropolitana	6
2. 2. Mapa geológico de trabajo en terreno	9
3. 1. Mapa de cuencas y subcuencas hídricas Región Metropolitana	17
3. 2. Precipitaciones anuales entre 1960-2020 en cuenca del río Maipo, sector San Alfonso	19
3. 3. Datos climáticos anuales en estación meteorológica Río Clarillo	20
3. 4. Evapotranspiración anual en estación meteorológica Río Clarillo	20
3. 5. Perfil de alteración en acuíferos de roca fracturada	23
3. 6. Diagrama Mountain Block Recharge y Mountain Front Recharge	24
4. 1. Fotografía de zona de exfiltración de agua hacia el cauce del río	28
4. 2. Fotografía de afloramiento altamente fracturado en cauce del río	28
4. 3. Etapas del calibrado de modelos numéricos	36
5. 1. Estereogramas de tendencia N-S	40
5. 2. Estereogramas de tendencia E-W	40
5. 3. Estereogramas de tendencia NE-SW	41
5. 4. Estereogramas de tendencia NW-SE	42
5. 5. Valores de conductividad hidráulica (K) según litología	44
5. 6. Mapas de exfiltración Modelos H	46
5. 7. Mapas de exfiltración Modelos GV	48
5. 8. Mapas de exfiltración Modelos NCV	49
5. 9. Mapas de exfiltración Modelos NCGV	51
5. 10. Mapas de isopiezas Modelos H	53
5. 11. Mapas de isopiezas Modelos GV	54
5. 12. Mapas de isopiezas Modelos NCV	55
5. 13. Mapas de DRN e isopiezas Modelo Final	60
5. 14. Balance hídrico Modelo Final	60

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
4. 1. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales homogéneos	32
4. 2. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales heterogéneos granítico-volcánicos	33
4. 3. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales heterogéneos no consolidado-volcánicos	34
4. 4. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales heterogéneos no consolidado-granítico-volcánicos	35
5. 1. MBR (%) para Modelos H	56
5. 2. MBR (%) para Modelos GV	57
5. 3. MBR (%) para Modelos NCV	57
5. 4. MBR (%) para Modelos NCGV	58
5. 5. Secciones transversales de velocidades de flujo	62

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	Página
1 Puntos de Terreno	72
2 Balances de Masas	75
3 Velocidades de Flujo	82
4 Mapas de DRN	86
5 Mapas de Isopiezas	91
6 Mapas Geológicos	96

RESUMEN

Este estudio aborda la escasez de conocimientos sobre el ciclo hidrogeológico andino, a pesar de la vital importancia de la cordillera de los Andes en la disponibilidad de recursos hídricos para la población chilena. El Parque Nacional Río Clarillo, situada 50 km al sur de Santiago, en la Región Metropolitana, sirve como área de estudio, enfrentando limitaciones de acceso y altos costos de monitoreo.

El parque se encuentra localizado en la morfoestructura de la Cordillera Principal, sector en que afloran ampliamente litologías volcánicas con niveles sedimentarios de edades eocenas a miocenas, siendo representadas por las formaciones geológicas Abanico y Farellones; rocas intrusivas graníticas del Mioceno a Mioceno superior, y en menor medida, depósitos no consolidados de tipo aluvial, fluvial y glaciar. Estas litologías se ven afectadas por grandes sistemas de fallas de orientación N-S, manifestado a nivel regional en el Sistema de Falla San Ramón, a nivel local en la Falla Papagayo. De manera secundaria, existe influencia de estructuras con tendencias NE-SW y NW-SE.

La metodología de este trabajo consiste en tres etapas. La primera principalmente de recopilación bibliográfica, una segunda de trabajo en terreno para la medición de estructuras y recopilación de información geológica, y una tercera de modelamiento numérico. Esta última etapa corresponde a la más larga y consiste en la elaboración de diversos modelos conceptuales que permitieran el análisis de diferentes parámetros geológicos, tales como diferentes combinaciones litológicas, y familias de fallas. Esto fue seguido por el modelamiento numérico mediante ModFlow 6 y la interfaz ModelMuse tomando como base los modelos conceptuales previos.

Se obtuvo resultados de varios tipos para cada una de las simulaciones. En primer lugar, se determinaron algunos indicadores globales del funcionamiento del sistema tales como balance hídrico a escala de cuenca, partición del agua entre escurrimiento superficial y subterráneo, los que permitieron cuantificar en particular el *Mountain Block Recharge* (MBR). En segundo lugar, se elaboraron numerosos mapas de zonas de exfiltración existentes en la cuenca, mapas de superficie freática, y diagramas de velocidades de flujo en profundidad, como indicadores locales y detallados del funcionamiento del sistema

Los resultados desafiaron la creencia inicial sobre el impacto de las fallas en los balances de masas, revelando que la litología es el principal factor condicionante en un sistema hidrogeológico, producto de que esta condiciona la transmisividad global en la cuenca. En lo que respecta a estructuras, se determina que las fallas desempeñan un papel secundario, afectando localmente la piezometría, e incrementando los valores de velocidad de exfiltración en sectores específicos.

Finalmente, surge la incógnita sobre los factores que determinan el papel de una falla como zona de recarga o descarga en diferentes sectores, quedando en evidencia su rol mixto en algunos modelos.

1. INTRODUCCIÓN

A lo largo de los 4000 km de extensión latitudinal de Chile, la Cordillera de los Andes modela de manera muy diversa el ciclo hidrológico de las cuencas aguas abajo. Ya sea a través de derretimiento de glaciares y nieve, escorrentía superficial y subterránea, evapotranspiración y procesos atmosféricos, sosteniendo los caudales de los ríos sobre todo en periodo de recesión, condicionando los niveles piezométricos de los valles antropizados y regulando ecosistemas. De esta manera, cumple un rol clave en la economía además de proveer servicios ecosistémicos y culturales. El estudio del ciclo hidrológico revela ser crítico para la adecuada gestión de los recursos hídricos, para prevenir estrés hídrico y adaptarse a los efectos del cambio climático.

A pesar del rol clave de los Andes en la disponibilidad de recursos hídricos para gran parte de la población en Chile, el conocimiento del ciclo hidrológico andino, y en particular de la parte subterránea del mismo, es extremadamente limitado. El estudio de zonas montañosas padece de la difícil accesibilidad y del costo elevado del monitoreo y de la observación *in situ*. A esas limitaciones se le suma una gran complejidad física producto del relieve importante y la diversidad de geomorfologías, los distintos procesos de deformación y fracturamiento en las rocas, además de la variabilidad de cobertura vegetal, afectando la precipitación y evapotranspiración. Esto ha llevado a que los efectos de la heterogeneidad geológica en el comportamiento de las aguas subterráneas no sean considerados de manera tan amplia, sumado a que históricamente, los acuíferos desarrollados en este tipo de contexto se califican como pobres o de baja productividad (Neretnieks, 1980).

Producto de las bajas conductividades hidráulicas y porosidad primaria de las litologías en cordillera, los ambientes de roca fracturada y han sido estudiado con el fin de almacenar desechos peligrosos, tales como, residuos radioactivos, y siguen en la actualidad considerados como impermeables en la gran mayoría de los estudios hidrogeológicos realizados en Chile (DGA, 2004), siguiendo por defecto la guía de Struckmeier y Margat (1995) o similar (SEA, 2012). Esta visión ha cambiado en la investigación las últimas décadas debido a factores como la creciente demanda del agua y la contaminación en acuíferos más tradicionales (Naik *et al.*, 2001), ocasionando que los acuíferos de roca fracturada ganen relevancia al considerar la incertidumbre de los efectos de la variabilidad climática sobre los recursos hídricos (Gleeson *et al.*, 2012). Aun

así, la difícil caracterización del marco geológico en profundidad y en zonas remotas ha naturalmente limitado su incorporación en estudios, lo que ha impedido desarrollar modelos geológicos e hidrogeológicos conceptuales en los ambientes de montaña. Sin embargo, es de esperar que la geología tenga un impacto de primer orden sobre el funcionamiento de sistemas hidrogeológicos de montaña dada la gran heterogeneidad de las propiedades hidrodinámicas, i.e. conductividad hidráulica y porosidad, que deriva de los procesos posteriores a la formación de las rocas.

Por otra parte, y de manera general, las metodologías que se han desarrollado para el estudio de cuencas de montaña han sido en base a balance hídrico y uso de trazadores ambientales e hidrogeoquímica como los trabajos de Franssen *et al.* (2003) o Pinay *et al.* (2015). Aunque entregan información valiosa sobre el balance hídrico, el origen del agua, etc., estos métodos no permiten revelar de manera fina el rol de los elementos geológicos sobre los escurrimientos hidrogeológicos. En otras palabras, su resolución es gruesa en comparación a la geometría de los rasgos geológicos, posiblemente muy locales en comparación a la cuenca, y al efecto que pueden tener en esta. En consecuencia, existe evidencia que se carece de perspectiva acerca del funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos en ambientes geológicos complejos, arrastrado por un sesgo histórico a desfavor de estos sistemas, desafíos metodológicos en la caracterización *in situ* y complejidad inherente. Por lo cual, los modelos hidrogeológicos numéricos pueden ser utilizados de manera astuta para explorar el rol de la geología sobre el funcionamiento de los sistemas hidrogeológicos en cuencas de montaña. En comparación a los estudios en terreno, el modelamiento numérico no está limitado por la accesibilidad o el costo, lo que permite considerarlo como un método de experimentación de bajo costo apoyando la comprensión de los sistemas hidrogeológicos y orientando actividades de terreno posteriores tales como instrumentación, medición y mapeo.

La hipótesis de este trabajo es que la heterogeneidad geológica, y en particular las fallas y estructuras, condicionan los escurrimientos de agua subterránea en cuencas montañosas, pudiendo inducir exfiltraciones de agua subterránea, e intercambio entre cuencas. Específicamente al sitio de estudio, el Parque Nacional del Río Clarillo, las fallas regionales y estructuras locales resetean los patrones de interacción de agua superficial - subterránea y cumplen un rol clave en los ecosistemas directamente dependientes del agua subterránea, creando *hotspots* biogeoquímicos.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

Cuantificar el rol de la geología, en particular la litología y los dominios estructurales, sobre indicadores hidrogeológicos tales como balance hídrico y partición del agua entre compartimentos, niveles piezométricos, zonas de exfiltración, a través la realización de experimentos numéricos.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Desarrollar modelos conceptuales alternativos del sistema hidrogeológico del sitio de estudio, considerando las distintas estructuras y heterogeneidades geológicas mapeadas e inferidas.
- Construir modelos numéricos asociados a los modelos conceptuales.
- Identificar las variables geológicas, topográficas y climáticas que controlan el comportamiento hidrogeológico del Parque Nacional Río Clarillo, haciendo énfasis en el rol de la geología sobre los escurrimientos del agua subterránea y las características hídricas únicas observadas en estudios previos.
- Proponer un modelo conceptual y numérico coherente, es decir, que permita reproducir las observaciones del trabajo en terreno.
- Evaluar el rol específico que tienen las zonas de fractura en la relación de flujo existente entre las zonas de montaña y los acuíferos en depresiones tectónicas.

1.2. Ubicación y Accesos

El Parque Nacional Río Clarillo se ubica en el sector cordillerano de la Región Metropolitana, en la comuna de Pirque, entre los 33°41' a 33°51' de latitud sur y 70°24' a 70°29' de longitud oeste, aproximadamente 50 km al sur de Santiago. Actualmente, constituye la unidad del Sistema Nacional de Áreas Silvestres Protegidas del Estado (SNASPE) más próxima a la ciudad de Santiago de Chile (CONAF, 1996), con una superficie total de 101.8 km², y alturas que van desde los 860 ms.n.m. hasta los 3057 ms.n.m. (Niemeyer *et al.*, 2002), rodeado por cumbres de entre 2000 y 3000 ms.n.m. (Fanjul, 1997). Limita hacia el norte con el Santuario de la Naturaleza Torcasas de Pirque, y hacia el este a 6-8 km con los pueblos de San Alfonso y San Sebastián.

Para acceder al parque desde Santiago, se debe tomar la Autopista Central/ Ruta 5 Sur en dirección al sur por alrededor de 30 km, luego tomar el camino a San Vicente por 3.5 km, y la ruta G-413 durante 4.4 km en dirección al sureste hacia el camino G-417 en Pirque (ver Figura 1.1). Una vez al final de la ruta G-417, se debe virar al sureste por la vía G-405 y conducir 8 km hacia el ingreso del parque, y alrededor de 4 km adicionales hasta la zona de estacionamiento El Maitén al interior del área protegida

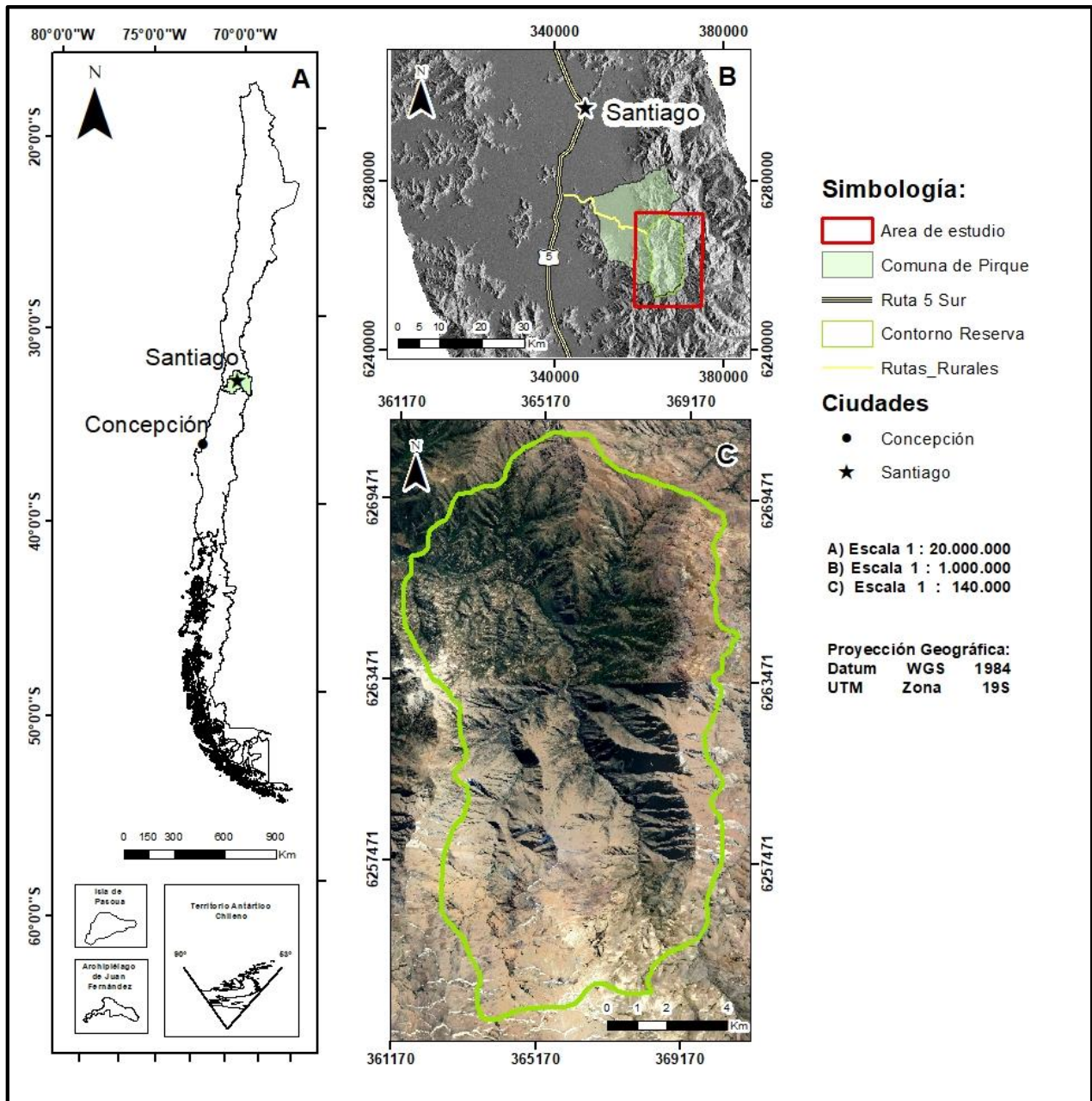


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.

1.3. Agradecimientos

Agradezco sinceramente a mi profesora guía, la Dra. Sarah Leray, profesora asistente del Departamento de hidráulica e ingeniería ambiental (DIHA) de la Escuela de Ingeniería (IngUC) de la Pontificia Universidad Católica de Chile, por su comprensión y acompañamiento constante a lo largo de este proyecto, brindándome su invaluable orientación y apoyo. Líder del proyecto Fondecy N°11170380 titulado “Evaluación de fuentes de agua subterránea en los acuíferos de roca cristalina” que permitió el financiamiento de la presente memoria. También agradecimientos a la Municipalidad de Pirque, la Corporación Nacional Forestal (CONAF) en la región Metropolitana, y la gerencia y guardaparques de la Reserva Nacional Río Clarillo, quienes facilitaron el ingreso al área protegida.

Mi gratitud hacia mis profesores del DCT, quienes me han guiado y moldeado en esta travesía de aprendizaje que ha sido la carrera de Geología. Agradezco profundamente a Luis Vásquez, funcionario del Departamento Ciencias de la Tierra, cuya orientación y asistencia fue vital frente a mi confusión con los softwares, y frente a los desafíos que surgieron mientras aprendía a modelar.

En honor a mi padre, Pablo Butikofer Robles, quien me crio y acompañó desde el inicio de mi adolescencia, y cuyo apoyo fue invaluable durante todos estos años. Su deseo de haber presenciado la defensa de este proyecto de título es mi motor para dedicarle esta memoria, anhelando que el universo le hubiese otorgado más tiempo entre nosotros.

A mis hermanos Tomás y Benjamín, mi amigo Anto, mi madre y Milena, mi querida cuñada; su constante respaldo ha sido un pilar fundamental en este viaje. A T. Butikofer, por su apoyo incondicional en los momentos en los que sentí que no habría nadie más. Mis compañeros de carrera, Gabriel, Francisca, Hernán, Pipín, Cristián, Eduardo, Susana, Bruno, Moses, Kim, han sido una fuente constante de ánimo y compañerismo a lo largo de estos años. También a Azriel, Gabo, Scarleth, nuevos pero esenciales amigos que han estado presentes en esta etapa de mi vida. Sergio, Matías, Elisa, Daniel, Pablo y profesor Felipe, compañeros de escuela de kung fu. Por estar presentes y mostrarme lo que es el espíritu de camaradería en un contexto espiritual y deportivo. Gracias a todos por ayudarme a mantener mi conexión con el momento presente cuando sentí que la ansiedad podría llevarse lo mejor de mí.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geomorfología

En la región Metropolitana se distinguen 4 segmentos morfoestructurales, los cuales de este a oeste corresponden a la Cordillera Frontal, Cordillera Principal, Valle Central o Depresión Intermedia, y Cordillera de la Costa (ver Figura 2.1).

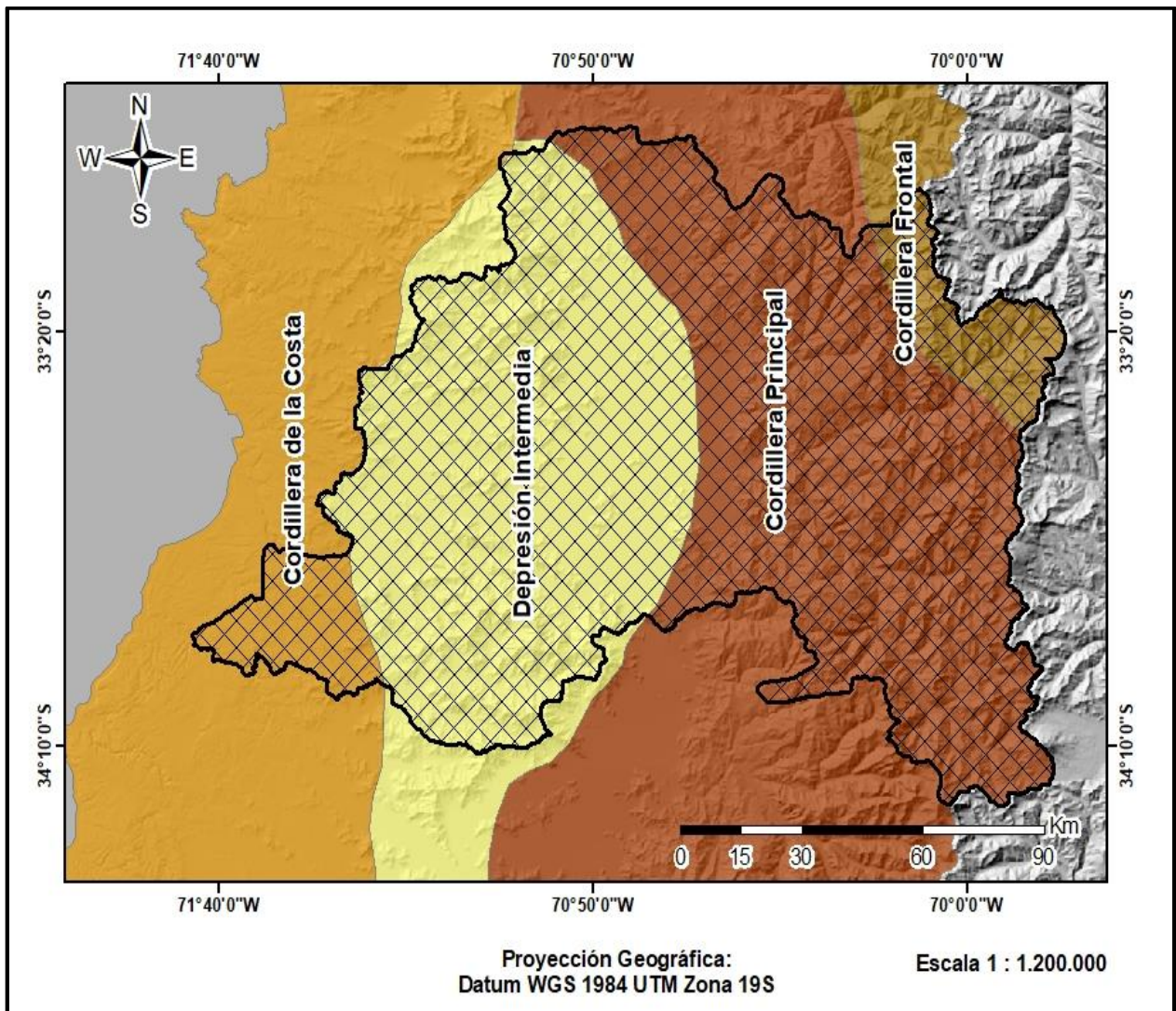


Figura 2.1. Mapa de morfoestructuras en Región Metropolitana. Elaboración propia basado en Tassara & Yañez (2003); SERNAGEOMIN (2003).

El área de estudio se localiza dentro de los Andes Centrales (15° - 33.5° S), en el límite con el comienzo de los Andes del Sur (33.5° - 47° S), en particular, al interior del segmento correspondiente a la Cordillera Principal (Tassara & Yáñez, 2003).

La Cordillera Frontal se extiende entre los 28° a 33.5° S y presenta un ancho de 150 km, limitando al este con la precordillera argentina, y al sur con la Cordillera Principal. En este segmento se encuentra el punto más alto de la Cordillera de los Andes correspondiente al monte Aconcagua de 6960 ms.n.m.. Su alzamiento es producto de la actividad de un sistema de fallas de basamento durante el Mioceno Superior (Ramos *et al.*, 2002; Tassara & Yáñez, 2003).

El segmento de la Cordillera Principal abarca desde los 33.5° a 39° S y tiene alturas que varían desde los 4000 a 1000 ms.n.m., disminuyendo de norte a sur. Constituye el basamento de la Zona Volcánica Sur (33.5° - 46° S) y lo forman rocas de cuencas Oligo-Miocenas que fueron invertidas contemporáneamente a la depositación de las rocas volcánicas del arco Mioceno Inferior al Plioceno (Godoy *et al.*, 1999; Jordan *et al.*, 2001; Charrier *et al.*, 2002; Tassara & Yáñez, 2003). A lo largo de este segmento se expresa de manera gradual el contraste entre los Andes Centrales y los Andes del Sur, debido a que hacia el sur de los 33.5° S, la fosa y el antearco migran hacia el oeste (Tassara & Yáñez, 2003).

La Depresión Central corresponde a una cuenca de morfología elongada en dirección N-S, con alturas que varían entre los 500 a 1000 ms.n.m.. En esta cuenca, los ríos Mapocho y Maipo, y los esteros Colina, Lampa, Las Ñipas y río Clarillo transportan sedimento proveniente de la erosión de la Cordillera Principal hacia la cuenca de Santiago, cubriendo el área casi en su totalidad con abanicos aluviales y depósitos coluviales y fluviales del Neógeno tardío al Cuaternario (Pleistoceno-Holoceno), los que pueden llegar a espesores de 250 hasta 500 m (Thiele, 1980; Escribano, 2008; Armijo *et al.*, 2010; Figueroa, 2021). Estos depósitos corresponden a la principal litología en la cual se desarrollan los acuíferos del sector, cuya dinámica se encuentra influenciada por el efecto de los cerros isla (DGA, 2002). Sin embargo, la mayor parte de los sedimentos transitan a través de la Depresión Central y la Cordillera de la Costa, para ser depositados en el margen continental y finalmente, en la fosa (Armijo *et al.*, 2010).

Esta morfoestructura limita al este con la Cordillera Principal y hacia el norte de los 33° S es cortada por una serie de cordones montañosos de orientación E-W que conectan a la Cordillera de la Costa con la Cordillera de los Andes (Escribano, 2008).

En la Cordillera de la Costa se dispone un basamento paleozoico, sobre el cual se disponen en discordancia angular las secuencias del Mesozoico al Cenozoico. Su evolución estaría ligada a la presencia de un arco volcánico continental activo desde el Jurásico Medio, con una cuenca marina asociada al este. Esta dinámica se mantuvo activa desde el Jurásico Medio al Cretácico Inferior, hasta que durante el Cretácico Superior ocurre la migración del volcanismo al este y el cierre de la cuenca marina asociada al arco (Nasi & Thiele, 1982).

La geomorfología de la parte baja de la cuenca de río Clarillo se encuentra conformada mayoritariamente por unidades de tipo deposicional, donde en el área de Pirque se dispone un depósito de abanico originado por el río Maipo (Llona *et al.*, 2007).

2.2. Geología Local

La geología de la zona a grandes rasgos la conforman las unidades volcánicas y volcano sedimentarias del Paleógeno y cuaternario, depósitos no consolidados cuaternarios, y unidades intrusivas miocenas descritas a continuación.

2.2.1. Rocas Estratificadas

2.2.1.1. Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Propuesta inicialmente por Muñoz Cristi en 1957, y posteriormente definida por Aguirre en 1960 en la provincia de Aconcagua, como una secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas de colores gris parduzco y púrpura rojo grisáceo. Sobreyace de manera concordante a la Formación Colimapu, e infrayace a la Formación Farellones (Thiele, 1980). En su borde oriental se encuentra en contacto con depósitos mesozoicos mediante grandes fallas de escala regional (Godoy *et al.*, 1999; Charrier *et al.*, 2002).

La conforman tobas y brechas volcánicas de tonos violetas y grises, con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias clásticas hacia el techo de la secuencia. Las lavas son de composición andesítica y riolítica. El espesor de la secuencia se estima en 3000 m, la cual es intruida por numerosos filones-mantos y lacolitos de composición andesítica (Thiele, 1980). Otros autores

describen a esta formación compuesta por basaltos, andesitas basálticas y niveles volcanoclásticos, con intercalaciones sedimentarias (Fock *et al.*, 2006).

En base a dataciones radiométricas su edad está comprendida entre 34 a 16 Ma (Eoceno tardío – Mioceno inferior) (Charrier *et al.*, 2002). En el área de estudio aflora hacia el este en terreno montañoso, siendo cubierta en algunos puntos por la Formación Farellones, como también hacia el suroeste (ver Figura 2.2).

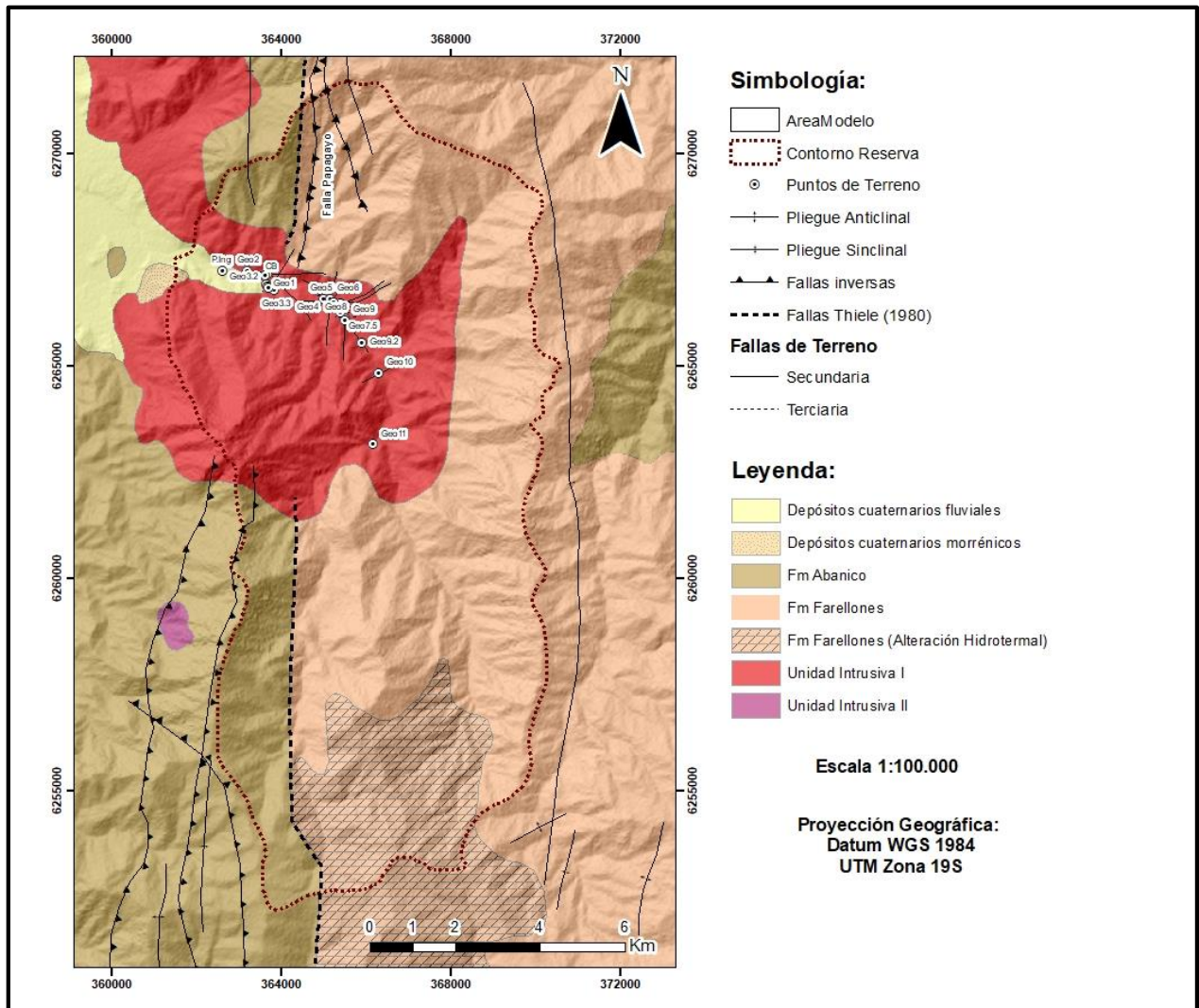


Figura 2.2. Mapa geológico de trabajo en terreno. Elaboración propia. Distribución de unidades geológicas basada en Thiele (1980). Estructuras extraídas de Marti *et al.* (2023).

2.2.1.2. Formación Farellones (Klohn, 1960)

Propuesta por Muñoz Cristi en 1953 para designar la secuencia de capas que afloran en los alrededores de la localidad de Farellones, y posteriormente definida por Klohn en 1960 como una unidad constituida por rocas sedimentarias clásticas, lavas andesíticas, riolíticas, basálticas y rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la erosión de estas rocas efusivas.

Sobreyace en discordancia a la Formación Abanico, y parte del techo de Formación Farellones corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980). Beccar (1986) agrupa dentro de esta formación, como parte de un miembro superior, al conjunto de cuerpos volcánicos, subvolcánicos y pórfidos anteriormente definidos como Formación Colorado - La Parva por Thiele (1980). Está conformada por dos miembros, el inferior compuesto por tobas y areniscas volcanoclásticas, con desarrollo de depósitos sintectónicos del Mioceno inferior; y el miembro superior, formado por lavas andesíticas del Mioceno medio a superior (Fock *et al.*, 2006). Dataciones K-Ar asignan edades entre los 20-10 Ma (Mioceno) para esta formación (Wall *et al.*, 1999). En el área de trabajo aflora mayoritariamente en el sector este, hacia los terrenos de mayor altura.

El contacto entre las Formaciones Abanico y Farellones puede ser, dependiendo del lugar, tanto discordante como concordante. El depósito sintectónico en el miembro inferior de la Formación Farellones sugiere que dicho miembro es contemporáneo a la deformación de los depósitos acumulados previamente en la cuenca de Abanico (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006), de forma que la relación de contacto entre ambas formaciones es compleja.

2.2.2. Depósitos No Consolidados

Están formados por depósitos de tipo fluvial, glacial, aluvial, lacustre y depósitos gravitacionales. Los depósitos fluviales y aluviales se encuentran mayoritariamente rellenando la morfoestructura de la Depresión Central y algunos valles interiores, con un tamaño de grano que varía de bloques a gravas, arenas, limos y arcillas, decreciendo aguas abajo (Thiele, 1980).

Los depósitos lacustres se sitúan en lagos asociados a morrenas en los distintos valles de altura. Su granulometría varía entre limos y arcillas dispuestos de forma laminada, con intercalaciones lenticulares de arena, gravas y restos de pómez. Sobre los 1500 ms.n.m. los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales, y por sobre la cota 2500 ms.n.m. se localizan los depósitos glaciales en la forma de morrenas marginales. Estos últimos, relacionados a las glaciaciones del Pleistoceno (Thiele, 1980; Talloni & Fréaut, 1982).

Adicionalmente, en el área se reconocen depósitos de tipo gravitacional, en particular los producidos por reptaciones de suelo y talud (Thiele, 1980).

2.2.3. Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas del área de estudio son categorizadas en dos grandes unidades.

2.2.3.1. Unidad intrusiva I

En la Hoja Santiago (1980) se agrupa en esta unidad a los intrusivos de mayor extensión areal en el sector, que intruyen hasta la Formación Farellones. Aflora en el sector central del área de estudio, prolongándose hacia el norte y con otros afloramientos menores en el terreno más montañoso al este.

Dentro de esta unidad destacan de oeste a este, el intrusivo La Obra, al norte del área de estudio aflorando en el cauce del río Maipo frente a la Depresión Central; intrusivo San Gabriel, en la confluencia de ríos Volcán, Yeso y Maipo al sureste de la reserva; y el intrusivo La Gloria (Plutón La Gloria), al noreste del área de trabajo en el río Colorado (Thiele, 1980).

Estos se pueden agrupar en dos franjas de orientación norte-sur que van disminuyendo en edad hacia el este. De acuerdo a su edad, los intrusivos pertenecientes a esta unidad se separan en dos grupos. En primer lugar, Intrusivos del Mioceno Inferior con edades K/Ar entre 24 a 10 Ma y compuestos mayoritariamente por granodiorita, donde se encontraría el intrusivo La Obra; e Intrusivos del Mioceno medio a Superior, con edades entre los 13.9 a 8 Ma y conformados por granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera. En este último grupo se encontraría el Plutón San Gabriel y Plutón La Gloria (Thiele, 1980; Calderón, 2008).

En base a estos datos se determina que únicamente el Batolito La Obra no corta a la Formación Farellones, por lo que se define una edad de finales del Mioceno para la unidad. Adicionalmente, Thiele plantea que esta unidad intrusiva sería relativamente contemporánea a la Formación Farellones, y que los plutones podrían corresponder a las raíces de la cadena volcánica que originó a dicha formación (Thiele, 1980).

2.2.3.2. Unidad intrusiva II

Representada por intrusivos de menor extensión, tales como stocks, lacolitos, filones-mantos y diques que cortan a la Formación Farellones, además de algunas chimeneas volcánicas. Los diques son abundantes y se distribuyen de manera amplia en toda la zona, mientras que los lacolitos y filones-manto se disponen preferentemente entre los estratos de las formaciones Abanico y Farellones. La litología consiste en microgranodioritas, pórfidos dacíticos, dacitas y andesitas. (Thiele, 1980). En el área de estudio aflora en la forma de pequeños cuerpos intrusivos hacia el sur y oeste que cortan afloramientos de la Formación Abanico.

Dataciones K/Ar en plagioclasa y roca total para intrusivos del sector oeste del área, arrojan valores de 19.5 ± 0.5 Ma y 21.8 ± 0.5 Ma, correspondiente al Mioceno Inferior (Thiele, 1980).

2.3. Geología Estructural

En el área cordillerana a la altura de la Reserva Río Clarillo, las estructuras mayores tienen un rumbo general de tendencia N-S, con fuertes variaciones en la vergencia y estilo de deformación (Escribano, 2008). De oeste a este, en la morfoestructura de la Cordillera de la Costa, destaca la presencia de un plegamiento homoclinal con rumbo norte y manteo entre 30° - 40° E, seguido por suaves plegamientos visibles en cerros islas de la Depresión Intermedia, y un plegamiento sinclinal de eje N-S y buzamiento al norte en el cerro Renca (Talloni & Fréaut, 1982). La Cordillera Principal, exhibe una estructura simple de pliegues de propagación de falla con vergencia oeste en desarrollo, representativos para esta morfoestructura (Armijo *et al.*, 2010).

Por otra parte, la Cordillera Frontal constituye un gran anticlinal de basamento, con una extensión de 30 a 50 km y una longitud de más de 700 km a lo largo de los Andes entre los 28° S a 34.5° S, ubicado al este de un conjunto de pliegues de propagación representados por la Cordillera Principal (Armijo *et al.*, 2010).

En el área de San José de Maipo, se identifica un pliegue anticlinal cuyo eje tiene orientación NNW, siguiendo la dirección del valle del río Maipo (Thiele, 1980). Hacia el este de la región, específicamente en el sector del río Volcán, se reconocen dos pliegues asociados a fallas ciegas de vergencia oeste con estructuras de crecimiento. Al norte, se distingue la Falla Laguna Negra, que posteriormente se convierte en la falla El Coironal (Ramos *et al.*, 1991). Esta falla, de naturaleza inversa y orientada al oeste, afecta a la Formación Abanico y parte del Plutón La Gloria, influyendo en los deslizamientos a lo largo del río Yeso y en la morfología de la ribera oriental de la laguna Negra (Fock *et al.*, 2006).

Al oriente de Santiago, en el límite de la Depresión Central y la Cordillera Principal se reconoce el sistema de falla San Ramón (SFSR), por medio del cual la Formación Abanico cabalga depósitos aluviales, coluviales y fluviales recientes de la Depresión Central (Rauld, 2002), presentando una brecha de falla de 200 m de espesor a la altura del sector de Parque Mahuida dispuesta con orientación N-S, ~20 km al norte de la Reserva Río Clarillo (Fock *et al.*, 2006). El SFSR corresponde a una falla kilométrica de tipo normal invertida con vergencia oeste, ubicada al frente oeste de la Cordillera Principal, controlando la segmentación morfológica determinada por esta y la Depresión Central (Fock *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010). Presenta un fuerte manteo al este, un salto vertical de hasta 4 km, y una tasa de desplazamiento de 0.3 mm/año (Armijo *et al.*, 2010).

La falla San Ramón también es interpretada como un sistema de pliegues de propagación de falla en desarrollo, con un rol crítico en las evaluaciones de riesgo sísmico de la ciudad de Santiago (Armijo *et al.*, 2010).

Hacia el norte del área de estudio, en el sector de Cuesta Chacabuco, la falla Infiernillo pone en contacto la Formación Abanico por sobre la Formación Lo Valle. Esta estructura de rumbo N10°E y manteo 80°E, ha sido descrita anteriormente como una falla normal con indicadores de movimiento inverso, que habría controlado el desarrollo del borde occidental de la Depresión Central (Fock *et al.*, 2006).

A escala local, las rocas de la Formación Abanico se caracterizan por un plegamiento irregular con variaciones en su amplitud, estilo y vergencia, donde en el borde oriental de la cuenca se distingue un fuerte plegamiento con pliegues apretados y volcados hacia el este (Talloni & Fréaut, 1982; Fock *et al.*, 2006). Mientras que, a escala regional, presenta intensa deformación en la forma de

pliegues apretados con vergencia oeste en los afloramientos más occidentales, que gradualmente se vuelven más abiertos hacia el este (Marti *et al.*, 2023).

La Formación Farellones se dispone en inconformidad sobre los pliegues apretados que afectan a Abanico en los afloramientos occidentales, con un menor grado de plegamiento y mostrando menos intensidad en la deformación hasta volverse casi paralela a la Formación Abanico hacia el borde oriental, describiendo un cambio progresivo sin desarrollo de una inconformidad a nivel regional (Charrier *et al.*, 2002; 2005; Armijo *et al.*, 2010; Marti *et al.*, 2023).

En el período de tiempo entre el Eoceno tardío al Oligoceno, entre los 32°30'-44°S habría ocurrido el desarrollo de varias cuencas subsidentes o una gran cuenca de orientación N-S donde se depositó la Formación Abanico, y que experimentó inversión tectónica durante el Mioceno, fenómeno al cual se le atribuye la deformación de estas rocas (Charrier *et al.*, 2002; Fock *et al.*, 2006). La deformación de las rocas de Formación Abanico fue continua y se determina que ocurrió durante tres etapas entre el Oligoceno superior al Neógeno, donde el último evento, contemporáneo al alzamiento de la Cordillera Principal y Frontal, sería el causante del estilo estructural de vergencia oeste presente en la franja oriental de la Formación Abanico (Fock *et al.*, 2006).

En este contexto, autores como Piquer *et al.* (2016), señalan la relevancia de sistemas de fallas oblicuas al interior de la cuenca de Abanico que habrían controlado la distribución de los depocentros locales, añadiendo que la cuenca puede dividirse en dos segmentos a nivel regional por medio del Sistema de Falla Piuquencillo de rumbo N60°W y manteo 70°-80°S. Asimismo, Piquer *et al.* (2021) plantean la tendencia predominante en la orientación ENE a NNW por sobre la N-S, con presencia de planos de falla con rumbo NNE en el sector de Clarillo-La Obra.

Los rasgos estructurales del área de estudio permiten el reconocimiento de dos dominios estructurales distintivos. El primero, correspondiente al dominio oeste, se encuentra limitado por la traza principal de la falla San Ramón y la estructura inversa de orientación N-S Falla Papagayo. Este dominio, presenta pliegues apretados con longitudes de onda de 2 a 4 km y fallas inversas menores (Marti *et al.*, 2023). El segundo dominio se localiza al este de la Falla Papagayo, donde se observan manteos suaves en los flancos de pliegues de longitudes de onda de 6 a 8 km (Marti *et al.*, 2023).

Al este de la Falla Papagayo, en las cumbres de la reserva, se dispone un pliegue anticlinal con vergencia oeste que afecta las unidades andesíticas y rocas sedimentarias del área de estudio, bajo el cual se reconoce un intenso fracturamiento que afecta a las rocas graníticas expuestas a lo largo de la ribera del río Clarillo (Marti *et al.*, 2023).

Estas secuencias volcanosedimentarias de la cordillera de Chile Central (32°-36°S), se ven afectadas por la Zona de Falla Pucuro (ZFP), una estructura de orientación N-S, 150 km de largo y 4 km de ancho. Zona caracterizada por la presencia mayoritaria de fallas normales con tendencia N-S, acompañadas de vetillas con minerales de alteración hidrotermal, así como fallas inversas N-S, y en menor medida, fallas inversas NW-SE formadas por planos discontinuos que intersectan las estructuras N-S (Figuerola, 2021). Estos patrones regionales coinciden con la alta densidad de familias de fallas verticales de rumbo N-S y E-W, y las familias NW y NE de fallas oblicuas presentes en el fracturamiento de las rocas intrusivas en la reserva río Clarillo (Marti *et al.*, 2023).

3. MARCO HIDROLÓGICO E HIDROGEOLÓGICO

Este subcapítulo agrupa los antecedentes bibliográficos tanto acerca de las aguas superficiales en la cuenca del río Maipo y del Río Clarillo, como el comportamiento de las aguas en profundidad a escala local, considerando los aspectos topográficos, meteorológicos, litológicos y estructurales. En la Región Metropolitana se reconocen únicamente cuencas de tipo exorreica, dentro de las cuales se encuentra el área de estudio.

3.1. Hidrología Regional y Local

3.1.1. Clasificación y Sistema Hidrográfico

La cuenca del Río Clarillo se encuentra contenida en la cuenca del Río Maipo, la cual tiene una extensión de 15274 km² (DGA, 2014). La cuenca del Río Maipo puede dividirse en 5 subcuencas, Río Mapocho Alto, Río Mapocho Bajo, Río Maipo Alto, Río Maipo Bajo y Río Maipo Medio, siendo en esta última donde se localiza la subcuenca menor del Río Clarillo, de 337 km² (DGA, 2014) (ver Figura 3.1). El principal curso de agua de la cuenca del Río Maipo es el río epónimo, el que, a su vez, es uno de los mayores ríos de la zona central, naciente en las laderas del volcán Maipo a 5623 ms.n.m. y que provee cerca del 70% del agua potable en Santiago (DGA, 2003; Alarcón *et al.*, 2015). Luego de ~250 km de recorrido, desemboca en el Océano Pacífico a la altura del sector de Lolleo, al sur del Puerto de San Antonio (DGA, 2003).

Subcuenca del Parque Nacional del Río Clarillo

El sistema hidrográfico al interior del Parque Nacional del Río Clarillo se conforma por dos cuencas, Cajón de Los Cipreses y Cajón de Los Lunes (Cajón del Horno), que a los 1100 m.s.n.m. confluyen y originan al Río Clarillo, con una extensión de 8.6 km desde su origen hasta la salida de la reserva (Niemeyer *et al.*, 2002), y que corresponde al principal curso de agua al interior del parque (Alarcón *et al.*, 2015). Al interior del parque, la red de drenaje la conforman 13 cuencas significativas, donde se destacan la cuenca de Los Cipreses (~33.2 km²) y cuenca de Los Lunes

(32.6 km²), seguidas por Cajón del Maitén (17.5 km²), Quebrada Rincón de los Bueyes (~12.1 km²), La Leonera (~5 km²), Hospital (~4.8 km²) y Los Almendros (3.6 km²) (CONAF, 1996).

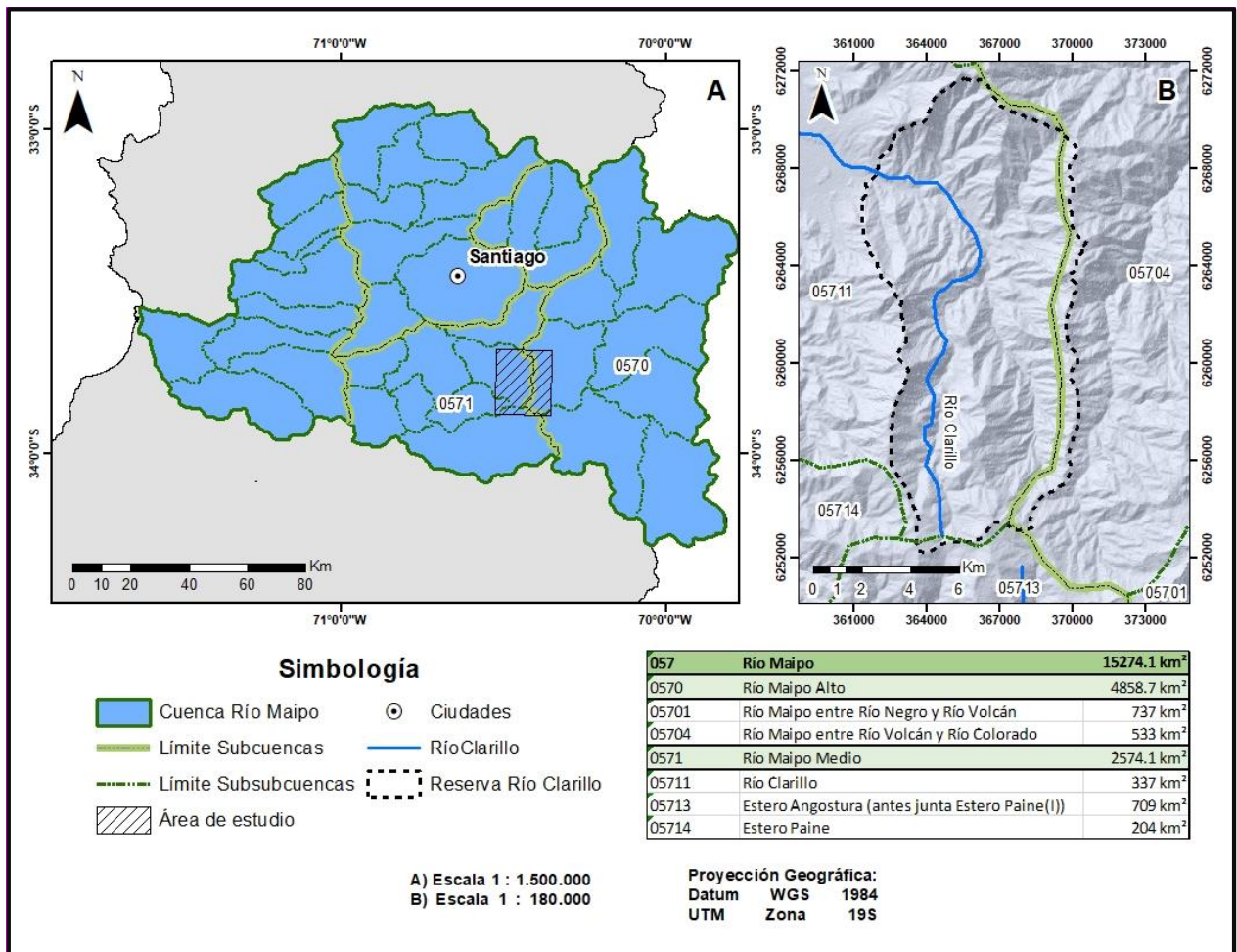


Figura 3.1. Mapa de cuencas y subcuencas hídricas Región Metropolitana. A) Cuencas RM. B) Subcuencas circundantes a Reserva Río Clarillo. Elaboración propia, información extraída de DGA (2014).

3.1.2. Clima y Régimen Hidrológico

Siguiendo la clasificación de Köppen, el clima de la cuenca se define como predominantemente templado mediterráneo con una estación seca prolongada y un invierno fuertemente marcado por las bajas temperaturas, pudiendo alcanzar los 0°C, y máximas de más de 30°C en verano. En sus zonas alta y media, la cuenca del Río Maipo presenta un régimen nival con un marcado aumento de caudal en los meses de primavera producto del deshielo, mientras que, en su zona baja, posee un régimen pluvial con crecidas asociadas directamente a los aumentos de las precipitaciones invernales (DGA, 2003). También se define un clima frío de altura para los sectores cordilleranos

sobre los 3000 msnm, caracterizado por precipitaciones de tipo sólido y bajas temperaturas (DGA, 2004). La cuenca del Río Maipo tiene un caudal promedio anual en la estación “Maipo en el Manzano” de $117.2 \text{ m}^3/\text{s}$, recibiendo aportes de los afluentes Río Claro, Río Colorado, Río Yeso, Río Clarillo y Río Mapocho (DGA, 2015).

La cuenca del Parque Nacional del Río Clarillo corresponde a un valle intermontano andino con un régimen de tipo mixto que combina el aporte pluvial durante el invierno, y el nival durante los deshielos primaverales que se mantenían históricamente hasta el verano (CONAF, 1996). Aunque no se dispone de datos históricos, el caudal de salida del Parque Nacional del Río Clarillo puede alcanzar alrededor de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ en invierno mientras que en verano rodea los $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$ y unos $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$ estos últimos cinco años.

Históricamente, las variables hidroclimáticas tienden a variar entre años en la zona de estudio, considerando que por una parte la región central de Chile está bajo influencia del ENSO (*El Niño–Southern oscillation*). Por otra parte, el área en que se encuentra localizado el parque río Clarillo, se encuentra sufriendo la sequía ininterrumpida que ha afectado la zona central de Chile desde el año 2010, lo que ha llevado a una disminución de alrededor del 30% de las precipitaciones (Garreaud *et al.*, 2020 en Marti *et al.*, 2023). En consecuencia, los valores pueden estar dados a título indicativo.

3.1.3. Precipitación

Al interior de la cuenca, las precipitaciones varían desde los 404 mm/año hacia la costa, 300 mm/año en el segmento central y aumentando a 536 mm/año hacia sectores más altos como San José de Maipo, con temperaturas promedio entre los 14° a 15°C anual.

A modo ilustrativo, mediante la base de datos CAMELS-CL (Catchment Attributes and Meteorology for Large Sample Studies, Chile Dataset), se obtienen los datos de precipitaciones de la cuenca del Río Maipo en el sector San Alfonso (-33.73° S , -70.3° W). El área de esta cuenca abarca 2786.7 km^2 , donde el promedio de precipitaciones anuales acumuladas es de 984 mm hasta el año 2020 (ver Figura 3.2), bastante superior a los datos medidos por la estación meteorológica de Pirque, aguas abajo del área de estudio. De acuerdo a esta estación, las precipitaciones acumuladas durante el año 2023 corresponden a 491.5 mm, duplicando los 241.7 mm del año 2022.

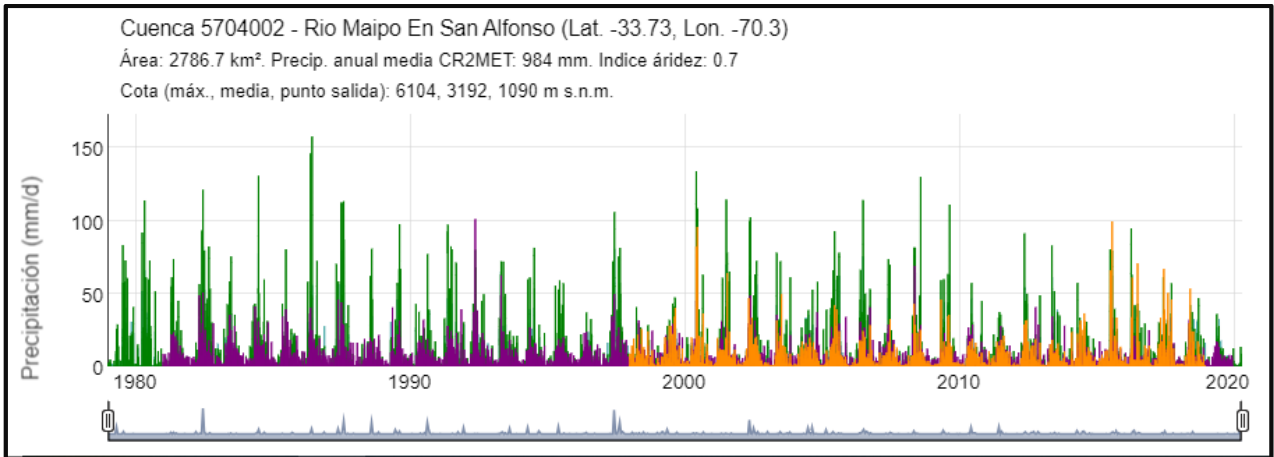


Figura 3.2. Precipitaciones anuales entre 1960-2020 en cuenca del río Maipo, sector San Alfonso. Extraído de base de datos <https://camels.cr2.cl/>.

Históricamente, las precipitaciones dentro del parque han experimentado fluctuaciones significativas, transitando por períodos de escasa lluvia seguidos de aumentos notables. La plataforma digital agrometeorología.cl, afiliada a la red agrometeorológica del Instituto de Investigaciones Agropecuarias (INIA), proporciona valiosa información climática proveniente de la estación ubicada en la entrada de la reserva (-33.728° S, -70.497° W).

La recopilación de datos abarca desde 1991 hasta 2016, un período que se divide posteriormente en tres intervalos representativos de las condiciones históricas de precipitación y oscilación térmica en la zona. Durante el primer período, comprendido entre 1991 y 1999, se registra una media de precipitaciones de 621.2 mm/año, con una temperatura promedio de 13.8°C . El segundo intervalo, que abarca los años 2000 a 2008, se caracteriza por ser el de mayor registro de precipitaciones, alcanzando un promedio de 748.8 mm/año y temperaturas promedio de 14.3°C . Finalmente, el tercer rango, que abarca el período de 2009 a 2016, se asocia con un episodio de sequía en la región, presentando un promedio de precipitaciones de 405.5 mm/año y temperaturas promedio de 15.8°C . Estos datos proporcionan una visión detallada de las variaciones climáticas experimentadas en la reserva durante las últimas décadas, cuyos gráficos de precipitaciones y oscilaciones térmicas máximas y mínimas se muestran a continuación (ver Figuras 3.3A y 3.3B).

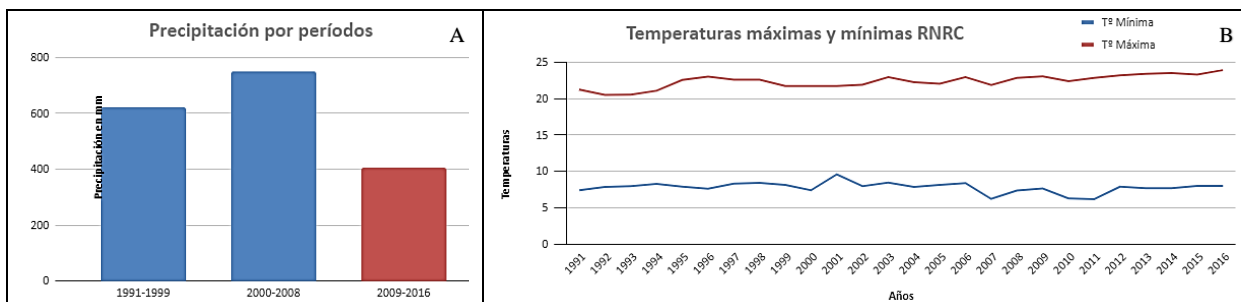


Figura 3.3. Datos climáticos anuales en estación meteorológica Río Clarillo. A) Precipitación por períodos entre los años 1991 a 2016. B) Oscilación térmica en Reserva Río Clarillo entre los años 1991 a 2016.

3.1.4. Evapotranspiración

Para los datos de pérdidas de agua por evaporación se selecciona la estación del sector de San Alfonso en la cuenca de río Maipo, esto debido a que no incluye el embalse El Yeso, el cual corresponde a una obra antrópica mayor que puede afectar la legitimidad de las mediciones.

De acuerdo a esta estación, que guarda registros de 1979 a 2019, los valores máximos de evapotranspiración fueron medidos en 2019, alcanzando 785.14 mm/año, superando casi en 100 mm el promedio histórico de 691.83 mm/año. Este gráfico de las variaciones en ETP por año se muestra a continuación (ver Figura 3.4).

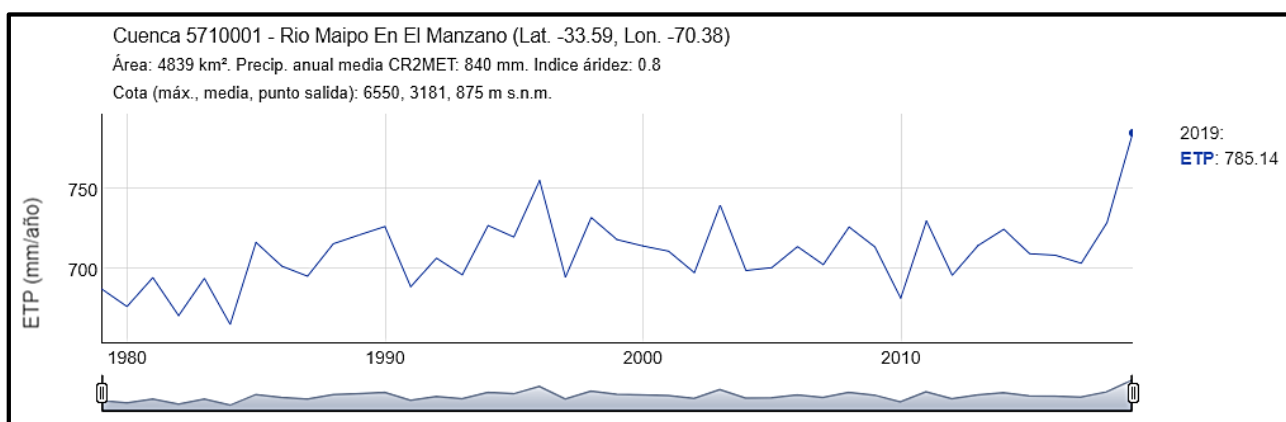


Figura 3.4. Evapotranspiración anual en estación meteorológica Río Clarillo. Años 1979-2019.

3.2. Hidrogeología

En la cordillera de los Andes, se visualiza una interacción singular entre la geología y el flujo de aguas subterráneas. Los afloramientos de rocas graníticas, expuestos debido a la erosión de los lechos de río, conforman a priori una barrera hidrogeológica que restringe el paso directo de las aguas subterráneas hacia la cuenca. En consecuencia, los cauces de ríos como Colina, Mapocho y Maipo Superior sólo pueden ingresar a la cuenca de manera superficial para luego infiltrarse en el relleno (DGA, 2004) y capas superficiales alteradas. Esta configuración limita de manera significativa la permeabilidad general de la zona, considerándose prácticamente nula.

En contraposición, la depresión intermedia, considerada una fosa tectónica, exhibe una permeabilidad que oscila entre niveles medios y altos (DGA, 2004). Esta variabilidad contrastante en la permeabilidad del medio ofrece un panorama diverso en la circulación hídrica de la región.

Adicionalmente, se destaca la importancia de las zonas de frente de montaña, específicamente el área de transición entre el bloque montañoso y la cuenca aluvial adyacente. Estos lugares adquieren una relevancia significativa para los recursos hídricos, considerándose áreas estratégicas especialmente en regiones áridas y semiáridas (Figueroa, 2021).

En el sector sur de Santiago, las principales unidades de acuíferos corresponden a los depósitos de abanicos aluviales de los ríos Maipo, Angostura, estero Abrantes, y estero El Escorial, junto con los depósitos coluviales (DGA, 2002).

Estos acuíferos, limitan al norte con el área central de Santiago, manteniendo una conexión hidráulica con ella. Su límite este, está determinado por las divisorias de agua que separan el llano principal de las subcuencas más pequeñas en la precordillera, específicamente en San Juan de Pirque. Hacia el oeste, el cierre de la cuenca hidrográfica del Maipo en la zona de Pomaire establece su límite. Finalmente, hacia el sur, se delimitan mediante la cuenca hidrográfica del río Maipo, abarcando la cuenca del río Angostura en Angostura de Paine (DGA, 2002).

Según el informe de DGA (2004), y su mapeo hidrogeológico del río Maipo, se tiene registro de un único acuífero en la región de cordillera, denominado acuífero de Santiago, localizado específicamente en los ríos Volcán y Yeso. Este abarca aproximadamente 10 mil millones de

metros cúbicos, y se extiende desde la precordillera hasta el área de Talagante. Sin embargo, el resto de la zona cordillerana carece de información significativa sobre otros acuíferos identificados.

Las rocas cristalinas, en su estado inicial, suelen tener una porosidad y permeabilidad insignificantes. Sin embargo, la meteorización y el fracturamiento pueden generar porosidades y permeabilidades secundarias, aspectos que varían acorde a cada contexto en particular (Singhal & Gupta, 2010). En el caso de las zonas de falla, su estructura de permeabilidad sugiere un comportamiento complejo, actuando como conductores y/o barreras según la dirección del flujo (Bense et al, 2013).

Por lo general, los acuíferos de roca cristalina, también llamados acuíferos de roca fracturada, poseen recursos limitados en comparación con otros cuerpos de aguas subterráneas. Sin embargo, al encontrarse distribuidos en diversas regiones del mundo, su extracción resulta esencial para el desarrollo económico de pequeñas comunidades, en particular en áreas con climas áridos (Lachassagne, 2008).

Estos afloramientos de rocas cristalinas, al compactarse y presentar baja permeabilidad, a menudo forman "colinas estructurales", que actúan como zonas de escurrimiento. En estos rasgos de relieve, la infiltración se produce principalmente a través de planos de debilidad como fallas, fracturas y diaclasas (Singhal & Gupta, 2010). No obstante, en entornos erosivos dentro de terrenos con litología intrusiva, pueden surgir canales debido a procesos de pedimentación profunda. Estos rellenos de valle son elementos destacados en el desarrollo de aguas subterráneas en terrenos de rocas cristalinas (Singhal & Gupta, 2010).

Muchas áreas con afloramientos de rocas cristalinas, tanto graníticas como metamórficas, han estado expuestas durante millones de años a los agentes climáticos de meteorización y erosión, generando niveles alterados dentro de lo que inicialmente se hubiese considerado roca "impermeable". La complejidad de estos sistemas, ha llevado a diversos autores a denominarlas "acuíferos discontinuos", dada su gran heterogeneidad y la dificultad de predecir sus propiedades hidrodinámicas (Lachassagne, 2008). De acuerdo a Mas-Pla & Folch (2008), en el contexto de rocas intrusivas en zonas de montaña, las litologías con porosidad secundaria producto de la

fracturación y fisuramiento forman acuíferos libres que se recargan en las zonas de mayor altitud, con algunos sectores pudiendo presentar características de acuíferos confinados dependiendo de la densidad y geometría de las fracturas.

Las zonas de falla tienen la capacidad de actuar como conductores hidráulicos entre ambientes geológicos superficiales con ambientes profundos, actuando como conductores verticales de aguas ascendentes, y facilitando la infiltración de agua del escurrimiento superficial hacia capas inferiores (Bense *et al.*, 2013; Hussien, 2017).

Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona de núcleo de la falla usualmente presenta una permeabilidad menor que la zona de daño que lo rodea, actuando como barrera ante el flujo. Esto se debe a que suelen encontrarse libres de material triturado, y que la zona periférica a una falla, la componen una mayor densidad de fracturas interconectadas entre sí (Bense *et al.*, 2013). Adicionalmente, el flujo de agua en dirección paralela a la estructura de falla tiende a ser propiciado por el sistema, mientras que el flujo entre bloques es impedido (Bense *et al.*, 2013). Estos acuíferos de roca fracturada o acuíferos fisurados, tienden a posicionarse en los primeros 100 metros más superficiales de los afloramientos de roca (Lachassagne, 2008) (ver Figura 3.5).

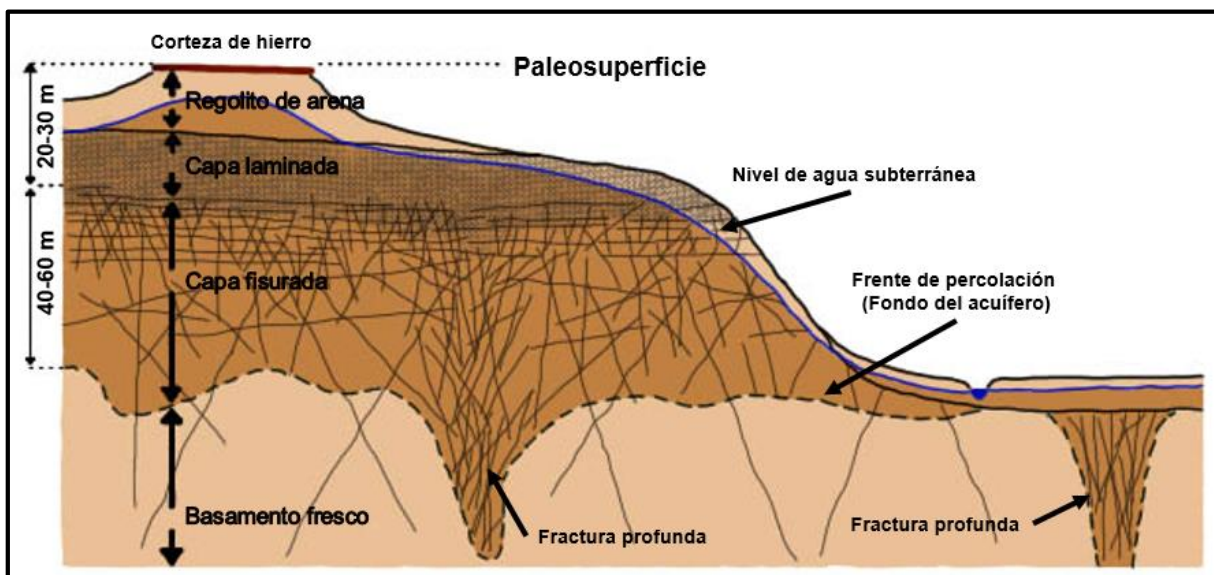


Figura 3.5. Perfil de alteración en acuíferos de roca fracturada. Modificada de P. Lachassagne (2008).

Con respecto a la dinámica de este tipo de acuíferos en contextos de cordillera, en dirección al valle, se destacan 2 procesos de recarga relevantes, el *Mountain Front Recharge* o MFR y el *Mountain Block Recharge* o MBR (ver Figura 3.6). El primero corresponde a la infiltración mediante cursos de agua permanentes o efímeros en el frente de la montaña, mientras que, el MBR consiste en la recarga de tipo subterránea desde el bloque montañoso hacia algún acuífero aluvial adyacente, la cual puede ocurrir de forma difusa o enfocada (Figuroa, 2021).

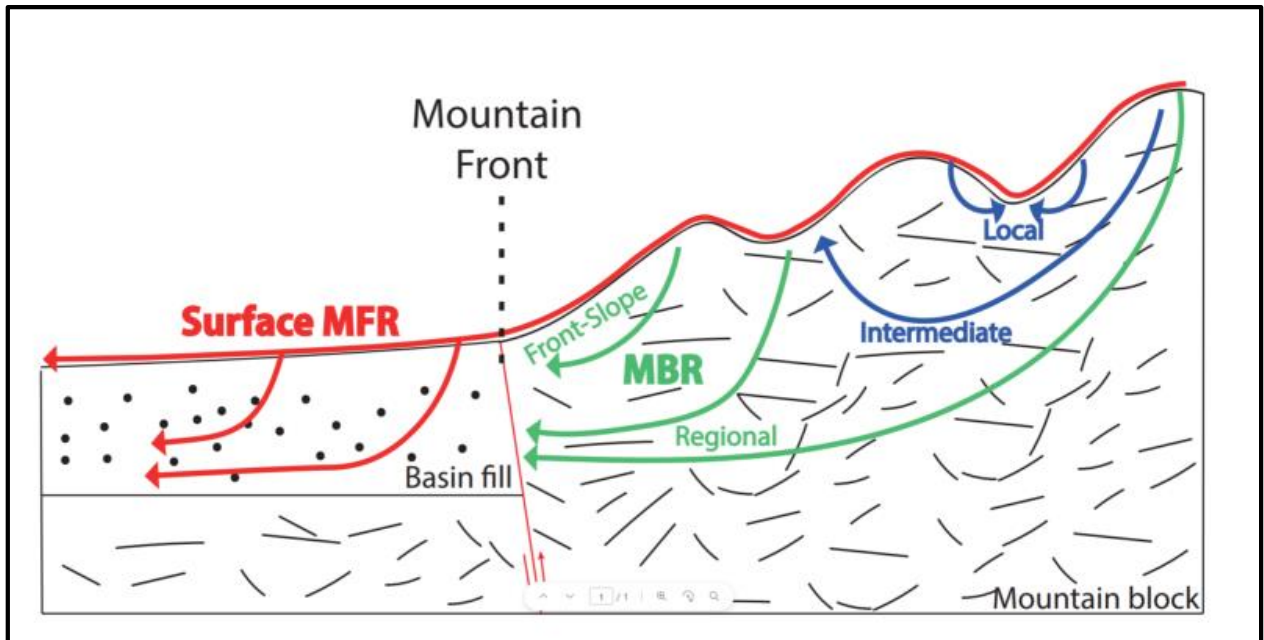


Figura 3.6. Diagrama Mountain Block Recharge (MBR) y Mountain Front Recharge (MFR). Extraído de Leray *et al.*, 2023.

Para la recarga difusa en el MBR, esta ocurre a través de fallas paralelas al frente montañoso, transitando la zona del núcleo de las fallas. Por otra parte, para la recarga de tipo enfocada, el agua subterránea fluye a través de rasgos geológicos discretos en el sistema, tales como corredores permeables de material no consolidado, aluvial, coluvial, etc., o fallas oblicuas que actúen como conductores entre el bloque montañoso fracturado hacia acuíferos aluviales adyacentes (Figuroa, 2021).

Producto de la amplia diversidad en los tipos de rocas volcánicas existentes, los modelos hidrogeológicos en zonas de falla, para este tipo de rocas, es también variable. En caso de que las rocas volcánicas estén dispuestas en estratos, su modelamiento en una zona de falla será similar al utilizado para rocas siliciclásticas no consolidadas. Mientras que, para rocas volcánicas soldadas,

el modelamiento de zona de falla para estas será similar al de una roca cristalina en el mismo contexto (Bense *et al.*, 2013).

Un modelo conceptual para el desarrollo de arquitecturas de permeabilidad de fallas en secuencias basálticas fue propuesto por Walker *et al.*, 2013. Su trabajo muestra que las fallas en basaltos son propicias a comportarse como conductoras y/o barreras al flujo de manera similar a los sistemas de fallas en rocas cristalinas. Walker *et al.* (2013) reporta como la permeabilidad de falla a lo largo de núcleos bien desarrollados se reduce fuertemente a causa de la cataclasis y del crecimiento de minerales arcillosos autógenos, mientras que, en la zona de daño, las redes de fracturas pueden, en caso de estar bien interconectadas entre sí, mantener una permeabilidad relativamente alta, promoviendo el flujo de manera paralela al plano de fractura. Sin embargo, durante las fases iniciales del desarrollo de una zona de falla predominaría el comportamiento conductor.

Considerando la geología predominante en la cuenca del río Clarillo y en base al trabajo de Singhal & Gupta (2010), la distribución de los recursos hídricos subterráneos estaría ligada a las conductividades de las diferentes litologías.

4. METODOLOGÍA

El siguiente proyecto fue realizado entre los meses de octubre 2022 y enero 2024.

Para el desarrollo de la investigación se distinguen tres etapas relevantes. En primer lugar, una contextualización mediante revisión bibliográfica y posterior propuesta de las posibilidades para modelos conceptuales y modelos numéricos; en segundo lugar, observaciones en terreno, sumado a toma de datos litológicos y estructurales; y en última instancia, una tercera etapa de modelamiento numérico de los datos conforme los ejes trazados durante la fase inicial.

4.1. Gabinete I: Revisión bibliográfica y trazado de ejes

La primera fase de la investigación se centró en una revisión exhaustiva del material bibliográfico relacionado con el área de estudio, la definición de los ejes principales de trabajo y las primeras propuestas de modelos. Esta etapa proporcionó la base conceptual necesaria para abordar el proyecto de manera integral. Simultáneamente, se llevó a cabo la revisión de los datos recopilados durante campañas de terreno anteriores asociadas al proyecto, los cuales abarcaban información crucial sobre litologías, estructuras y alteraciones presentes en la localidad de estudio.

Durante esta etapa, se emprendió la construcción de modelos conceptuales, utilizando la información disponible en la bibliografía consultada. Estos modelos no solo sirvieron como cimientos teóricos, sino que también orientaron la definición de los principales ejes de trabajo para la investigación. Además, se formuló hipótesis sobre el papel fundamental de las estructuras, como las fallas geológicas, en el comportamiento del acuífero.

Como parte final de esta primera fase, se planificó cuidadosamente una nueva campaña de terreno, cuyo propósito radicaba en la realización de muestreos adicionales que complementasen la información ya recopilada, fortaleciendo así la base de datos necesaria para la investigación.

4.2. Trabajo en terreno

Con el propósito de obtener una visión más detallada del funcionamiento del sistema hidrogeológico en la cuenca de Pirque y enriquecer la información existente, se llevó a cabo una exhaustiva campaña de terreno en la Reserva Nacional Río Clarillo, desarrollada a lo largo de los días 5, 6 y 7 de abril del año 2023.

El equipo encargado de la campaña estuvo compuesto por profesionales y estudiantes dedicados a la investigación en el ámbito de la hidrogeología. La Dra. Sarah Leray y el Dr. Cristian Escauriaza lideraron el equipo, junto con la participación activa de dos alumnos de magíster de la carrera de Ingeniería Hidráulica de la Universidad Católica, Diego Fischer y Tim Redel.

Durante esta campaña de terreno, se identificaron y mapearon un total de 20 puntos estratégicos en la Reserva Nacional Río Clarillo. Cada punto fue codificado de manera correlativa y asociado a un tipo específico de datos, siendo designados con el prefijo "Geo" seguido de su orden numérico correspondiente los puntos en los cuales se tomó datos respecto a litologías y/o planos estructurales. Este proceso permitió organizar la información de manera sistemática y facilitar su posterior análisis.

Las coordenadas de los puntos mapeados se determinaron con alta precisión mediante el uso de un dispositivo GPS. Este equipo proporcionó datos con un margen de error de ± 3 metros en el plano horizontal, mientras que la altura se derivó de un Modelo de Elevación Digital (DEM) del satélite ALOS-PALSAR, con una resolución de 12.5 metros por píxel.

La obtención de datos sobre litologías implicó la extracción de muestras de los afloramientos presentes en la zona de estudio. Estas muestras se sometieron a una detallada descripción utilizando lupa de mano, y su distribución se evaluó en relación con los mapas disponibles en la bibliografía consultada. Este enfoque combinado permitió una caracterización completa de las litologías presentes en la Reserva Nacional Río Clarillo, además de reconocer sectores en que existe aporte de aguas subterráneas hacia el cauce superficial (Figura 4.1).



Figura 4.1 Fotografía de zona de exfiltración de agua hacia el cauce del río.

Adicionalmente, se llevaron a cabo mediciones precisas de planos de fractura expuestos a lo largo del cauce del río Clarillo (Figura 4.2). Este proceso se realizó mediante el uso de una brújula geológica tipo Brunton y la aplicación móvil FieldMove Clino. Las mediciones resultantes se clasificaron posteriormente en familias de planos, considerando las diversas orientaciones presentes en la zona de estudio.



Figura 4.2. Fotografía de afloramiento altamente fracturado en cauce del río. Punto de terreno Geo8.

4.3. Gabinete II: Modelamiento conceptual y numérico

Durante esta etapa ocurre el procesamiento de los datos de terreno, continuación del modelamiento numérico e investigación bibliográfica adicional.

Un modelo se define como una representación simplificada de la realidad. Existe variedad de modelamientos, donde los modelos numéricos mediante el desarrollo de códigos y software, permiten cuantificar el comportamiento del flujo y transporte en sistemas hidrogeológicos complejos (SEA, 2012). Los modelos numéricos se fundamentan primero en un modelo conceptual. Este corresponde a una simplificación del sistema real del acuífero, manteniendo las características más relevantes. Por otra parte, un modelo numérico corresponde a un balance de masas, el cual se resuelve mediante la fijación de ciertas condiciones que permiten obtener los valores de las variables dependientes en todo el dominio de modelación.

Los múltiples datos de familias de planos de fractura tomados en terreno se clasificaron en cuatro grupos principales de acuerdo con sus orientaciones predominantes: N-S, E-W, NE-SW y NW-SE. Posteriormente, utilizando el software FieldMove Clino, se crearon estereogramas para cada subgrupo, lo que permitió identificar tendencias significativas y establecer posibles correlaciones con estructuras geológicas de mayor escala, como las fallas regionales descritas en la bibliografía consultada.

La integración de los datos de litologías y estructuras adquiridos en terreno fue un paso crucial en la fase de modelamiento numérico de aguas subterráneas. Estos datos se incorporaron al software ModelMuse, una plataforma que se basa en el código de Modflow 6, reconocido por su eficacia en la simulación de flujos y transporte de aguas subterráneas en sistemas complejos.

A través de ModelMuse, se desarrollaron y refinaron diferentes modelos que representaban el comportamiento hidrogeológico en la cuenca de estudio, los cuales se ajustaron y validaron utilizando la información recopilada en campo, permitiendo así una representación más precisa y realista de los procesos hidrogeológicos en el área de interés.

4.3.1. Modelamiento Conceptual

Basándonos en el análisis detallado previo, se propusieron nuevos modelos conceptuales para el área de estudio. Estos modelos se diseñaron considerando cuatro variantes litológicas fundamentales. En primer lugar, se estableció a los "Modelos H" como modelos homogéneos de referencia o grupo control; luego a los "Modelos GV", enfocados en características graníticas-volcánicas; posteriormente a los "Modelos NCV", conformados por litologías no consolidadas y volcánicas; y los "Modelos NCGV", integrando todas las litologías presentes en el área, es decir, no consolidadas, graníticas y volcánicas.

El proceso de refinamiento de estos modelos comenzó con la incorporación progresiva de datos estructurales relacionados con las familias de fallas identificadas en el terreno. En una primera fase, se definieron los "Modelos 0", basándose de manera exclusiva en la topografía, información litológica y datos de recarga y descarga en la cuenca. Estos modelos se utilizaron como base y fueron replicados para cada uno de los cuatro tipos litológicos mencionados anteriormente. Luego, se ampliaron estos modelos base al agregar información sobre la familia de fallas de orientación N-S, que representan las fallas a escala regional presentes en gran parte de la cuenca. Esta combinación de factores se denominó como "Modelos 1".

Los "Modelos 2" se definieron al incorporar a los modelos base la información de las familias de fallas locales de orientación E-W. Mientras tanto, los "Modelos 3" consideraron la combinación del modelo base con las fallas locales de orientación NE-SW, y los "Modelos 4" representaron la adición de fallas locales de orientación NW-SE.

Finalmente, se desarrollaron los "Modelos 5", que integraron todos los factores previamente mencionados, esto es, el modelo base junto con todas las familias de fallas medidas en el terreno.

La explicación más detallada de la combinación de variables aplicadas para los diferentes modelos conceptuales se muestra a continuación.

4.3.1.1. Propuesta Modelo Homogéneo

La primera idea de modelo conceptual, consiste en una forma simplificada conformada únicamente por la topografía del área de estudio, los datos de recarga y el cauce del río Clarillo. Se denomina Modelo H o homogéneo, ya que considera una litología volcánica uniforme para toda la cuenca. Este modelo es definido como el prototipo base para la construcción de las otras ideas de modelo más complejas.

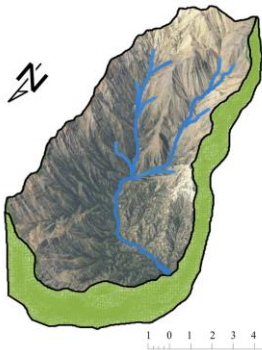
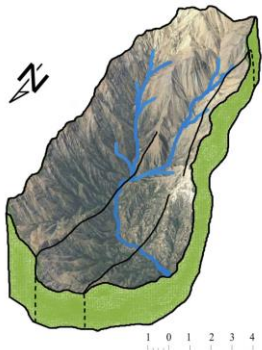
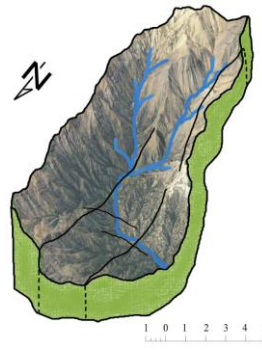
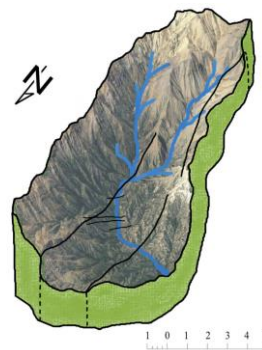
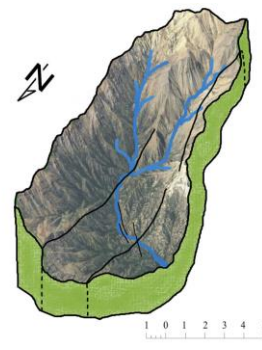
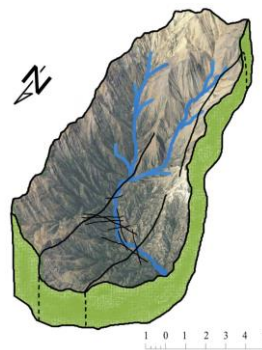
En primera instancia, se define como modelo H0 a la propuesta de un bloque de litología volcánica homogénea con los datos de relieve, recarga y descarga del río (Tabla 4.1, Figura A). Posteriormente, se procede a añadir la familia estructural de mayor envergadura en el área, el sistema N-S. A este modelo de litología homogénea con adición de estructuras subverticales con una mayor permeabilidad que la litología circundante, se le denomina Modelo H1 (Tabla 4.1, Figura B). Se plantea la creación de este modelo para reconocer la relevancia de las estructuras regionales N-S en el comportamiento de las aguas subterráneas en los alrededores de la reserva y también a nivel de cuenca.

Producto que durante el trabajo en terreno se obtuvo mediciones de familias estructurales en orientaciones E-W, NE-SW y NW-SE, se plantea la creación de modelos que consideren el comportamiento de las aguas subterráneas en la cuenca al añadir al sistema estructural principal N-S, en conjunto a datos de fracturamiento local en orientación E-W (Tabla 4.1, Figura C); NE-SW (Tabla 4.1, Figura D); y NW-SE (Tabla 4.1, Figura E).

Finalmente, un Modelo H5 que unifique tanto los datos estructurales de las familias N-S, E-W, NE-SW y NW-SE para la misma cuenca (Tabla 4.1, Figura F).

Esto con el fin de evaluar por separado para cada familia estructural, el efecto en el balance hídrico del sistema a nivel de cuenca y las alteraciones locales que la presencia de estructuras permeables pudiese ocasionar, además de su relación con la litología considerando un modelo homogéneo.

Tabla 4.1. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales homogéneos.

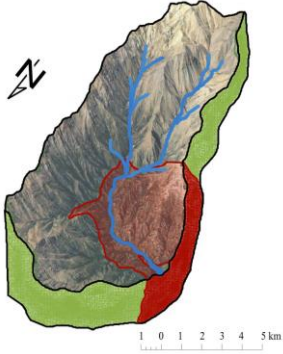
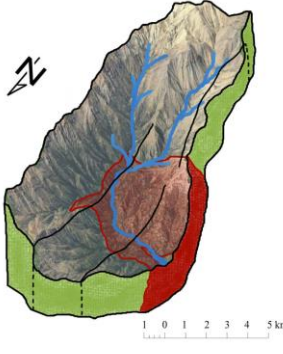
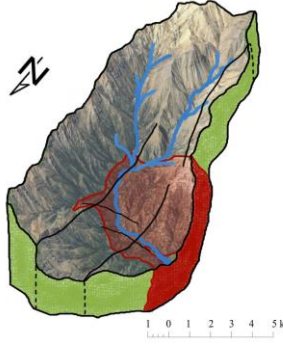
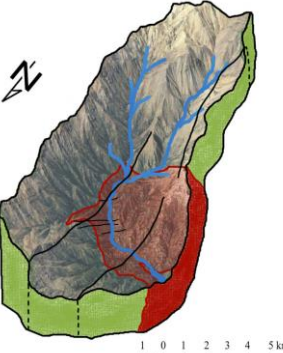
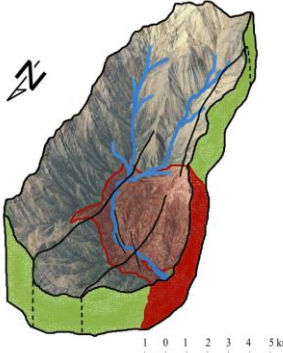
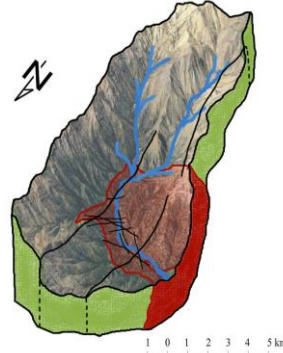
<p>A) Modelo H0: Modelo homogéneo base.</p>	<p>B) Modelo H1: Estructuras primarias N-S.</p>	<p>C) Modelo H2: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W.</p>
		
<p>D) Modelo H3: Estructuras primarias N-S y secundarias NE-SW.</p>	<p>E) Modelo H4: Estructuras primarias N-S y secundarias NW-SE.</p>	<p>F) Modelo H5: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W, NE-SW y NW-SE.</p>
		

4.3.1.2. Propuesta Modelo Granítico-Volcánico

Este modelo busca complejizar levemente el aspecto litológico añadiendo la presencia de la Unidad Intrusiva I descrita en el marco geológico en conjunto con la litología volcánica utilizada en el Modelo H. De esta manera, es posible comenzar a considerar la interacción entre la variación litológica de rocas volcánicas y una roca granítica “impermeable”, es decir, el comportamiento de un acuífero al incorporar una litología cuya conductividad hidráulica es significativamente menor a la predominante en el sistema, con la adición de las familias de fallas permeables.

Se define como modelo GV0 a la propuesta de un bloque de litología volcánica y la intrusión de roca granítica en conjunto a los datos de relieve, recarga y descarga del río (Tabla 4.2, Figura A). De igual manera que con los modelos H, se añade la familia estructural N-S para la creación del Modelo GV1 (Tabla 4.2, Figura B), N-S y E-W para un Modelo GV2 (Tabla 4.2, Figura C), estructuras N-S y NE-SW para el Modelo GV3 (Tabla 4.2, Figura D), y fracturas N-S y NW-SE para el Modelo GV4 (Tabla 4.2, Figura E). Finalmente, un Modelo GV5 que unifique tanto los datos estructurales de las familias N-S, E-W, NE-SW y NW-SE (Tabla 4.2, Figura F).

Tabla 4.2. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales heterogéneos granítico-volcánicos.

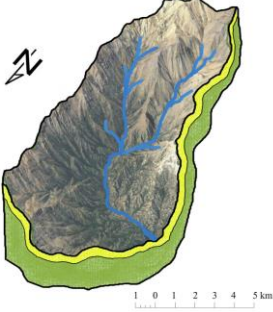
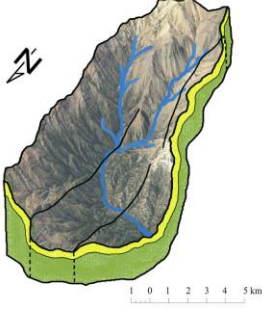
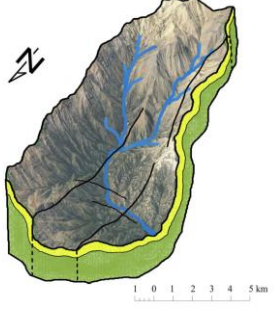
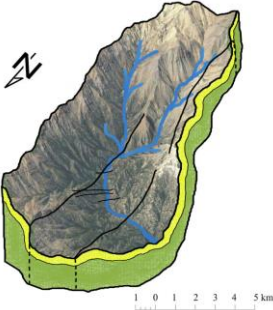
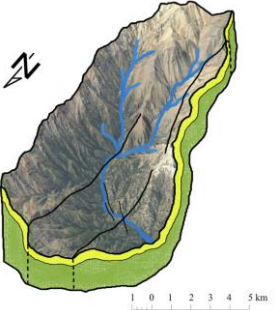
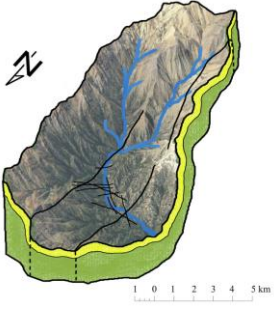
<p>A) Modelo GV0: Modelo granítico-volcánico base.</p>	<p>B) Modelo GV1: Estructuras primarias N-S</p>	<p>C) Modelo GV2: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W.</p>
		
<p>D) Modelo GV3: Estructuras primarias N-S y secundarias NE-SW.</p>	<p>E) Modelo GV4: Estructuras primarias N-S y secundarias NW-SE.</p>	<p>F) Modelo GV5: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W, NE-SW y NW-SE.</p>
		

4.3.1.3. Propuesta Modelo No Consolidado-Volcánico

De igual manera, se construye la propuesta de un modelo conformado por litología volcánica y una capa de material no consolidado superficial de 50 m de espesor. Esto con el fin de evaluar el comportamiento de las aguas subterráneas al interactuar rocas volcánicas con una litología cuya conductividad hidráulica es significativamente mayor a la predominante en el sistema.

El primer modelo es NCV0, conformado únicamente por la litología y el relieve (Tabla 4.3, Figura A), le siguen NCV1 al añadir las fallas permeables N-S (Tabla 4.3, Figura B), y luego NCV2, NCV3 y NCV4 al incluir las fracturas E-W, NE-SW y NW-SE, de manera respectiva (Tabla 4.3, Figuras C, D y E). Finalmente, un Modelo NCV5 que unifique tanto los datos estructurales de las familias N-S, E-W, NE-SW y NW-SE (Tabla 4.3, Figura F).

Tabla 4.3. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales heterogéneos no consolidado-volcánicos.

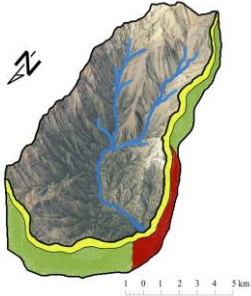
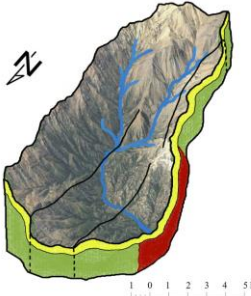
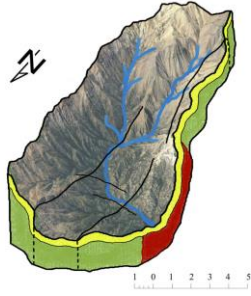
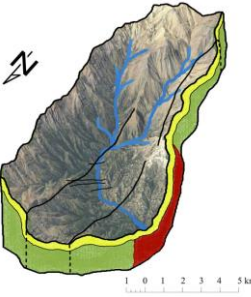
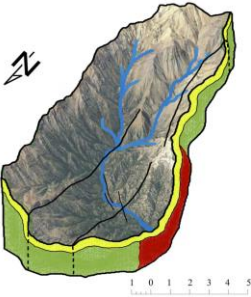
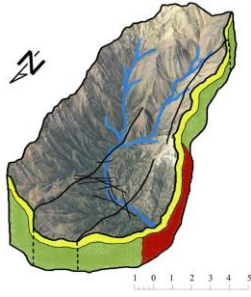
<p>A) Modelo NCV0: Modelo no consolidado-volcánico base.</p>	<p>B) Modelo NCV1: Estructuras primarias N-S</p>	<p>C) Modelo NCV2: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W.</p>
		
<p>D) Modelo NCV3: Estructuras primarias N-S y secundarias NE-SW.</p>	<p>E) Modelo NCV4: Estructuras primarias N-S y secundarias NW-SE.</p>	<p>F) Modelo NCV5: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W, NE-SW y NW-SE.</p>
		

4.3.1.4. Propuesta Modelo No Consolidado-Granítico-Volcánico

Tomando como base la propuesta anterior, se agrega una unidad intrusiva en profundidad. De esta manera, se comienza a considerar el comportamiento de las aguas subterráneas al interactuar con una litología prácticamente impermeable, de conductividad hidráulica muy baja como es el granito, con una capa de muy alta conductividad hidráulica en el material no consolidado, y la litología volcánica base.

Se define a NCGV0 considerando sólo la variación litológica (Tabla 4.4, Figura A), seguido de NCGV1 al añadir las fallas N-S (Tabla 4.4, Figura B). Al igual que en los modelos anteriores, al añadir las familias E-W, NE-SW y NW-SE se obtienen los modelos NCGV2, NCGV3 y NCGV4, respectivamente (Tabla 4.4, Figuras C, D y E), y finalmente, un Modelo NCGV5 que unifique los datos estructurales de todas las familias de fracturas (Tabla 4.4, Figura F).

Tabla 4.4. Esquemas tridimensionales de modelos conceptuales heterogéneos no consolidado-granítico-volcánicos.

<p>A) Modelo NCGV0: Modelo no consolidado -granítico-volcánico base.</p>	<p>B) Modelo NCGV1: Estructuras primarias N-S</p>	<p>C) Modelo NCGV2: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W.</p>
		
<p>D) Modelo NCGV3: Estructuras primarias N-S y secundarias NE-SW.</p>	<p>E) Modelo NCGV4: Estructuras primarias N-S y secundarias NW-SE.</p>	<p>F) Modelo NCGV5: Estructuras primarias N-S y secundarias E-W, NE-SW y NW-SE.</p>
		

4.3.2 Modelamiento Numérico

Producto de la alta complejidad propia de los sistemas hidrogeológicos, los problemas deben analizarse según cada caso particular. Esto lleva a que no exista una única metodología para calibrar un modelo. A grandes rasgos, se reconocen dos enfoques a la hora de efectuar este proceso, calibración manual o también conocida como calibración mediante ensayo y error; y calibración automática mediante algoritmos de modelación inversa (SEA, 2012). En este caso, el enfoque utilizado corresponde al de ensayo y error, indicado en la figura a continuación (Figura 4.3).



Figura 4.3. Etapas del calibrado de modelos numéricos.

Al iniciar el modelo, a los parámetros seleccionados para la calibración se les asigna un rango de variación y un valor inicial (SEA, 2012). En el caso del modelamiento efectuado en este trabajo, las conductividades hidráulicas se mantienen relativamente estables, mientras que a los valores de recarga se le asignaron variaciones. De manera paralela, para las fallas también se asigna un valor de conductividad invariable, tomando considerando que estas se simulan como planos de fractura rellenos de material no consolidado del tipo grava y arena, predominantemente.

Otro factor a definir corresponde a la zonificación espacial de las diferentes unidades presentes en los modelos. Estos límites también son de tipo invariable y se fijaron de acuerdo a la geología de la Hoja Santiago (1980) de Thiele. Por otra parte, las estructuras fueron definidas predominantemente por las mediciones en terreno, en conjunto con la misma Hoja Santiago y el trabajo de Marti *et al.* (2023).

Los valores de recarga son seleccionados para abarcar un espectro representativo de condiciones climáticas, abordando así cuatro regímenes de precipitación distintos, considerando escenarios de clima árido, semiárido y templado lluvioso. Para el clima árido se fija una recarga de ~150 mm/año, 300 mm/año y 500 mm/año para las simulaciones de clima semiárido, y 1500 mm/año para el templado lluvioso.

Una vez iniciado el primer modelo, se procede a realizar simulaciones de verificación con el objetivo de asegurar la coherencia de las condiciones establecidas previamente. Para ello, se lleva a cabo una revisión de los balances de masas generados durante la ejecución de cada modelo. Estos balances permiten comparar los valores de entrada y salida del sistema, así como los volúmenes que realmente ingresan al mismo.

Una vez confirmada la coherencia de los modelos y la precisión de las condiciones de borde, se ejecutan nuevamente las simulaciones para comparar cualitativa y cuantitativamente los resultados obtenidos con las observaciones y mediciones en terreno. En casos donde se identificaron errores significativos, se emprende un proceso de análisis detallado para identificar y corregir las causas subyacentes, seguido de nuevas ejecuciones de los modelos. Este proceso iterativo se repite hasta alcanzar un modelo calibrado que se ajusta fielmente a la realidad observada.

Con un modelo calibrado en mano, se abre la puerta a la obtención de resultados que posibilitan prever el comportamiento del sistema hidrogeológico. Estos modelos calibrados permiten realizar cálculos precisos que representan de manera fidedigna la situación real. Entre las diversas aplicaciones, se destacan la visualización de las zonas de exfiltración en la cuenca, el cálculo de las velocidades del agua extraída, la determinación de sectores donde predomina la recarga y/o descarga, las profundidades del nivel freático, y la dirección del flujo subterráneo, proporcionando así una comprensión integral del sistema.

5. RESULTADOS

Para discriminar los distintos rasgos tanto geomorfológicos, geológicos y meteorológicos que controlan el comportamiento de las aguas subterráneas en la zona estudiada, en primera instancia se clasificaron las diferentes familias estructurales presentes en el área mediante la construcción de estereogramas, con el fin de estandarizar estos rasgos para su posterior incorporación al modelamiento. También se definió la extensión areal de las diferentes litologías predominantes en el sector, acordando una profundidad establecida acorde a las limitaciones de los modelos y se consideraron distintas recargas potenciales para el sistema. Posteriormente, se llevó al modelamiento numérico en ModelMuse a cada una de estas variables.

Se realizaron un total de 24 modelos numéricos básicos, de acuerdo a los modelos conceptuales descritos en el capítulo de metodología. Para cada uno de estos modelos se realizaron simulaciones bajo las recargas potenciales de 150 mm/año, 300 mm/año, 500 mm/año y 1500 mm/año. De estas simulaciones se extrajeron mapas de drenaje (DRN), indicando las zonas en las cuales producto de los rasgos del sistema hidrogeológico, existen puntos de exfiltración de agua subterránea hacia la superficie, existiendo una tendencia de estos de localizarse asociados a las zonas afectadas por las fracturas de orientación N-S. Adicionalmente, se extrajeron mapas de isopiezas indicando las variaciones en los niveles del agua subterránea al considerar la adición de nuevas variables en el sistema.

Por otra parte, cada una de las simulaciones efectuadas trajo consigo un balance de masas respecto a los volúmenes de agua que ingresan al sistema, versus el volumen perdido, representando así la relación Recarga/Descarga a nivel de cuenca. Estos parámetros fueron determinados mediante el mismo software que efectuó cada una de las simulaciones con el fin de evaluar el posible efecto de las estructuras en el balance hídrico de la cuenca.

Finalmente, se construye un último modelo hidrogeológico sobre el cual se realizan 4 secciones transversales que permitan ver las líneas de flujo y su velocidad en un plano vertical, y cómo estos parámetros se ven afectados por las distintas litologías y estructuras.

5.1 Estereogramas

En la fase de trabajo de campo, se llevó a cabo la medición detallada de un total de 119 estructuras utilizando el software FieldMove Clino, cubriendo extensamente los puntos designados durante los días de observación en terreno. Para simplificar el mapeo de estas estructuras como parte de conjuntos mayores, se procedió a agrupar las fracturas que mostraron tendencias similares.

Dicha clasificación se basó en la orientación de las fracturas, resultando en la identificación de 4 familias principales: N-S, E-W, NE-SW y NW-SE. Los valores de cada una de las estructuras medidas en terreno y sus respectivas coordenadas se disponen en una tabla en la sección de Anexos (Anexo 1).

Los resultados de esta clasificación se presentan a continuación, brindando una visión más clara de la disposición y distribución de las estructuras en el área de estudio.

5.1.1 Tendencia N-S

Entre las observaciones más significativas, se registraron 6 fallas con orientación N-S a lo largo de los puntos de observación en terreno. Estas fallas, a pesar de ser relativamente pocas en número, destacan por su tendencia subvertical en el manto (ver Figuras 5.1A y 5.1B). Es crucial mencionar que, aunque su cantidad es limitada, estas estructuras coinciden con aquellas de escala regional documentadas en la bibliografía de la zona. Esto es, la correlación con la Zona de Falla Pucuro (Figueroa, 2021), afectando las litologías volcánicas de la cordillera de Chile Central, donde a nivel local se tiene la influencia del Sistema de Falla San Ramón al oeste del parque (Rauld, 2002; Fock *et al.*, 2006, Armijo *et al.*, 2010), y la Falla Papagayo en las inmediaciones de la reserva (Marti *et al.*, 2023). Como resultado, se les atribuye una importancia significativa al incorporarlas como parte de las fallas regionales en el mapa geológico, considerándose estructuras de primer orden en los modelos numéricos a trabajar.

Dentro de la misma tendencia, se identificaron algunos planos con manto hacia el oeste (ver Figura 5.1C), aunque en menor proporción.

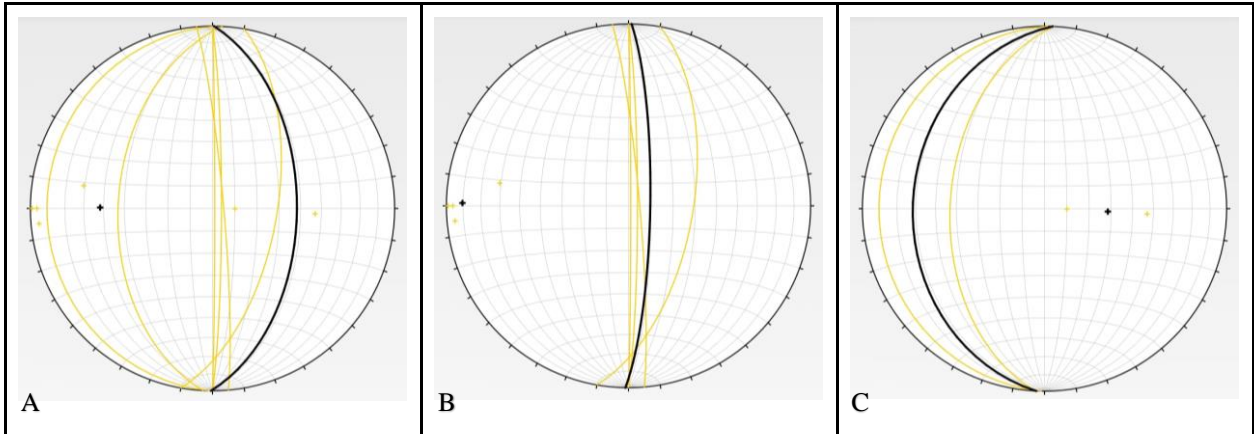


Figura 5.1. Estereogramas de tendencia N-S. A) Todos los planos medidos en terreno. B) Planos con Dip direction 80°-100°. C) Planos con Dip direction 260°-280°.

5.1.2 Tendencia E-W

Con respecto a las estructuras de orientación E-W, en terreno se midió un total de 21 planos. Se considera como tendencia E-W a todas las mediciones cuyo valor de *dip direction* se encuentra entre 170°-190° o 350°-10°. Estas estructuras corresponden a rasgos más pequeños en comparación a las de tendencia N-S. El manto predominante dentro de esta orientación es de dirección norte (Figura 5.2A y 5.2C), y en menor número, en dirección sur (Figura 5.2B).

En lo que respecta a bibliografía, Marti *et al.* (2023) señala la alta densidad de fracturamiento en el área de la Reserva Río Clarillo, donde se destaca la orientación E-W en conjunto a la N-S.

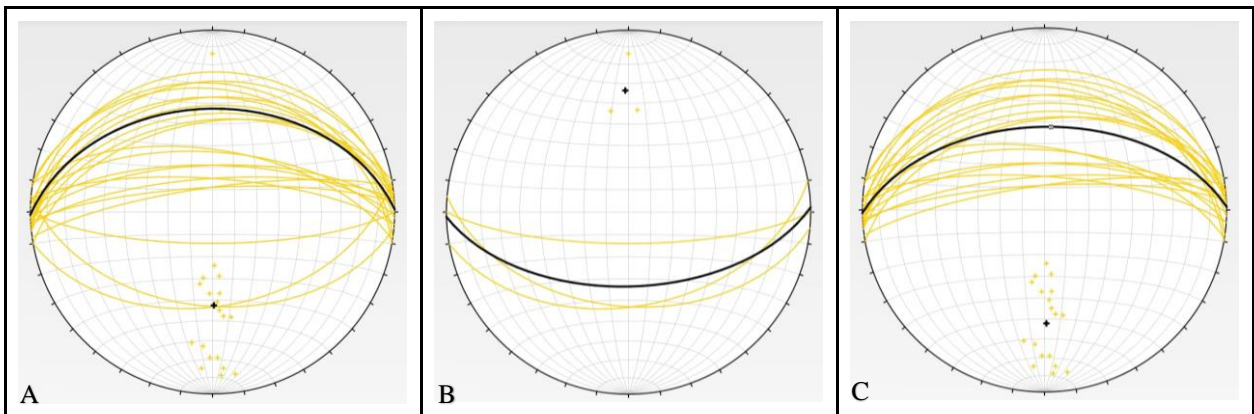


Figura 5.2. Estereogramas de tendencia E-W. A) Todos los planos medidos en terreno. B) Planos con Dip direction 170°-190°. C) Planos con Dip direction 350°-10°.

5.1.3 Tendencia NE-SW

Continuando con la tercera familia, se registraron un total de 46 fracturas con tendencia NE-SW durante la investigación de campo (Figura 5.3A). A pesar de su mayor densidad en comparación con las estructuras previamente descritas, estas fracturas presentan dimensiones más limitadas, limitando su extensión a una escala local.

En cuanto al manto de estas estructuras, se observa una tendencia hacia la simetría, dividiéndose en dos direcciones predominantes: una mitad manteniendo hacia el SE (Figura 5.3B), mientras que la otra lo hace hacia el NW (Figura 5.3C).

La información bibliográfica respalda la presencia de esta tendencia NE-SW en estructuras que afectan a unidades geológicas de la zona. Ejemplo de esto es el efecto de la Falla Infiernillo en las relaciones de contacto de Formación Abanico (Fock *et al.*, 2006). También en Piquer (2021), se señala la relevancia de las estructuras oblicuas por sobre las orientadas N-S en los alrededores de la reserva, y en Marti *et al.* (2023) se indica la alta densidad de fracturas en diversas orientaciones, incluida la NE-SW.

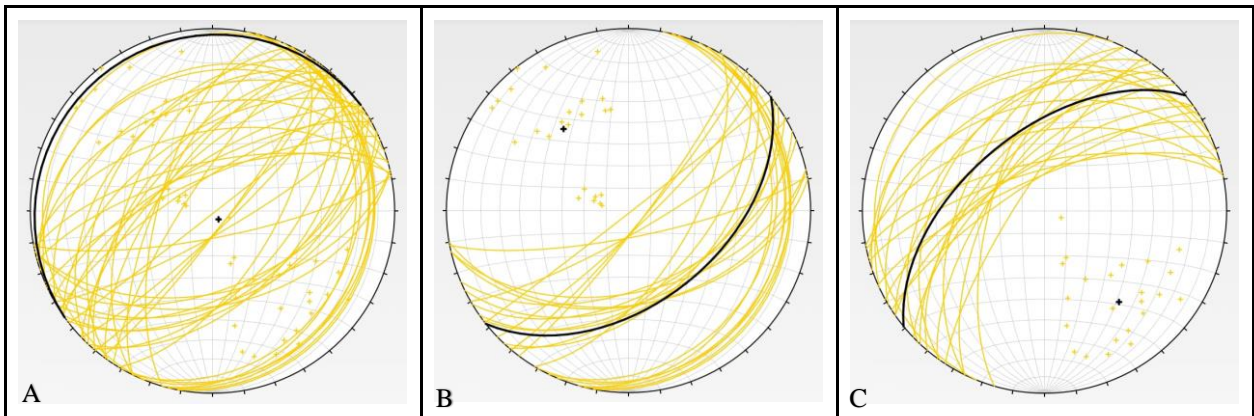


Figura 5.3. Estereogramas de tendencia NE-SW. A) Todos los planos medidos en terreno. B) Planos con Dip direction 100° - 170° . C) Planos con Dip direction 280° - 350° .

5.1.4 Tendencia NW-SE

Durante el trabajo de terreno, se llevaron a cabo mediciones de un total de 46 fracturas con orientación NW-SE (ver Figura 5.4A). Dentro de este conjunto, se destaca una marcada tendencia en el manto hacia el NE en la mayoría de las fracturas, evidenciada en 37 mediciones (ver Figura 5.4B). En contraste, se registraron 9 fracturas con manto hacia el SW (ver Figura 5.4C).

En bibliografía, esta orientación es descrita en numerosos trabajos, principalmente en las investigaciones de Piquer (2016; 2021), quien hace referencia a un “Sistema de Falla Piuquencillo” con un rumbo N60°W y manto al sur ($\sim 210^\circ$ *Dip direction*). Adicionalmente, el trabajo de Figueroa (2021) destaca la presencia de fallas inversas con orientación NW-SE en la región, lo cual es respaldado por Marti *et al.* (2023), quienes indican el alto grado de fracturamiento en las rocas de la reserva, incluyendo la dirección NW-SE.

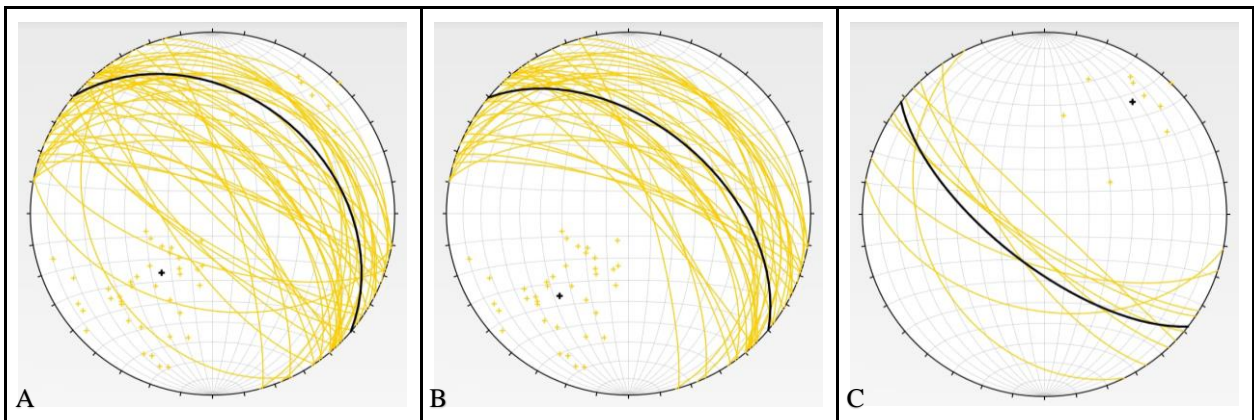


Figura 5.4. Estereogramas de tendencia NW-SE. A) Todos los planos medidos en terreno. B) Planos con Dip direction 10°-80°. C) Planos con Dip direction 190°-260°.

5.2 Modelos Numéricos

La formulación del sistema acuífero proporciona un enfoque simplificado y coherente que integra elementos fundamentales del sistema hidrogeológico, incluyendo ríos, límites hidrogeológicos y geológicos, tasas de precipitación, entre otros. Dichos elementos son necesarios de representar en el modelamiento numérico, lo que requiere de subdividir el área de estudio en segmentos más pequeños, distribuyendo espacialmente los parámetros que influyen en los fenómenos asociados al flujo y transporte de las aguas subterráneas, e incorporando algunas características del comportamiento del acuífero por medio de la especificación de condiciones de borde.

Dentro de los parámetros básicos a definir previo a la construcción de los modelos, está la geometría del área de trabajo, el tipo de modelo (régimen estático o transiente) y el tiempo, las condiciones iniciales del sistema, la asignación de datos de conductividad hidráulica para las distintas unidades, condiciones de borde, y las tasas de recarga y/o otros flujos de entrada/salida para la cuenca.

5.2.1 Sistematización

En primer lugar, se procedió a definir los límites del dominio a modelar, es decir, la geometría de los modelos. Si bien el área de trabajo se restringe a la extensión areal de la Reserva Río Clarillo, se escogió un área rectangular de dimensiones 16 x 22 km y elongación N-S, en el cual se encuentra contenida la superficie del parque, con el fin de simplificar el cálculo de las condiciones de borde por parte del software ModelMuse, el cual trabaja con MODFLOW 6. Posteriormente, se definió el límite superior como la superficie del terreno definida por un DEM de 50 m de definición, el límite inferior como un plano ubicado a 0 ms.n.m., y los límites laterales por la extensión horizontal del área rectangular definida previamente.

Luego de definir los límites del acuífero, se procedió con la creación de una grilla acorde a la extensión del área y los objetivos de resolución del modelamiento, generando una malla de 80 columnas por 110 filas, con celdas de 200 m por lado. Adicionalmente, se definen 10 capas desde la superficie del terreno hacia el límite inferior, con el fin de representar los procesos e interacciones entre las diferentes litologías y rasgos estructurales en profundidad.

Si bien una simulación bajo un régimen transiente es la mejor forma de representar sistemas de acuíferos dinámicos con cambios en el tiempo, ya sean variaciones estacionales u otros factores presentes, y cuando el objetivo del modelamiento es simular cambios en la magnitud de la recarga o intervenciones temporales tales como operaciones de pozos (SEA, 2012), en contraste a un régimen estático, se seleccionó este último para este trabajo producto de que este es también utilizado al estimar condiciones a largo plazo.

Los valores conductividad hidráulica para las litologías involucradas se definieron en base a la Figura 5.5 del trabajo de Singhal & Gupta (2010). De acuerdo a esta tabla, para rocas cristalinas sin alterar, los valores de conductividad hidráulica varían entre 10^{-9} a 10^{-13} m/s. Para rocas volcánicas vesiculares, alteradas o con fracturas, los valores abarcan entre 10^{-5} a 10^{-8} m/s, y 10^{-8} a 10^{-10} m/s para rocas volcánicas masivas. En el caso de areniscas, su conductividad oscila entre 10^{-7} a 10^{-9} m/s, y para depósitos no consolidados como gravas, arenas y arenas limosas, los valores de conductividad tendrían rangos de 1 a 10^{-3} m/s, 10^{-2} a 10^{-5} m/s y 10^{-4} a 10^{-7} m/s, de manera respectiva.

Para el caso de las fallas a modelar, estas se trabajan como fallas permeables rellenas de material con una alta conductividad, tales como gravas y arena. Por lo tanto, se considera un valor de 10^{-3} m/s de conductividad hidráulica transversal para todas las estructuras modeladas.

Conductividad Hidráulica K (m/s)		1	10E-1	10E-2	10E-3	10E-4	10E-5	10E-6	10E-7	10E-8	10E-9	10E-10	10E-11	10E-12	10E-13
Valores Relativos		← Muy alta		← Alta		← Moderada			← Baja			← Muy baja			
No consolidado	Grava	←		←		←			←			←			
	Arena	←		←		←			←			←			
	Arena limosa	←		←		←			←			←			
	Arcilla (Till)	←		←		←			←			←			
Rocas	Lutita / limolita	←		←		←			←			←			
	Lutita / limolita (Fracturada)	←		←		←			←			←			
	Arenisca	←		←		←			←			←			
	Arenisca (Fracturada)	←		←		←			←			←			
	Caliza / Dolomía	←		←		←			←			←			
	Caliza / Dolomía (Disolución)	←		←		←			←			←			
	Basalto masivo	←		←		←			←			←			
	Basalto vesicular y/o fracturado	←		←		←			←			←			
	Roca cristalina fracturada y/o meteorizada	←		←		←			←			←			
	Roca cristalina masiva	←		←		←			←			←			

Figura 5.5. Valores de conductividad hidráulica (K) según litología. Modificada de Singhal & Gupta (2010).

En lo que respecta a las condiciones de borde del sistema, se impuso distintos valores de recarga correspondiente a los mm de precipitación anual en la cuenca, y se asignó una carga fija o paquete CHD (*Time-Variant Specified-Head*) a 50 m bajo la superficie en el sector donde se cruza el cauce

del río Clarillo con el límite oeste del modelo. Por otra parte, la determinación de los diferentes drenes, valores de carga, cauces naturales, etc., fueron calculados por el software para cada modelo.

Cabe agregar que para el cálculo del valor de la conductancia se define la fórmula 5.1 dentro del paquete de DRN:

$$(K_x \times a \times b) / ((Model_Top - A_1Bottom) / 2) \quad (5.1)$$

Donde:

K_x : Valor de conductividad de las celdas $Model_Top$: Nivel de la superficie

a : Ancho de celda $A_1Bottom$: Base de la primera capa del acuífero

b : Largo de celda

5.2.2 Mapas de Dren (DRN)

Posterior a la organización sistemática de los parámetros para cada modelo, se procedió a realizar las simulaciones. En esta fase inicial, los primeros resultados obtenidos fueron los mapas de drenaje o dren (DRN). Estos mapas representan, para las celdas superficiales del modelo, una velocidad asociada al flujo que ocurre desde las aguas subterráneas hacia la superficie. Para facilitar su visualización, los resultados originales generados por ModelMuse se exportaron como datos de una grilla de puntos a ArcGIS.

Es relevante destacar que los valores de DRN se expresan en velocidades de m/s y en este caso, presentan valores negativos. Esto se debe a que representan el volumen de agua que se desplaza desde el acuífero en profundidad hacia la superficie, en otras palabras, un volumen que el sistema “pierde”. Esta característica queda evidenciada en los mapas que se presentan a continuación, donde para efectos prácticos, se seleccionaron únicamente los Modelos 0 y 5, los cuales fueron simulados bajo una recarga potencial impuesta de 300 mm/año.

5.2.2.1. Modelos H

En la primera etapa de modelación, se emplearon modelos homogéneos (H) asumiendo una litología uniforme con características volcánicas en base a las formaciones geológicas predominantes en el sector. Se asignó un valor de conductividad hidráulica de 10^{-7} m/s a esta unidad litológica.

En el modelo H0, donde se considera una litología homogénea, los puntos con mayor Drenaje Natural (DRN) se encuentran en bajos topográficos, coincidiendo con quebradas, el cauce del río Clarillo y otros cuerpos de agua superficiales, abarcando una amplia extensión areal y alcanzando valores máximos de velocidad de DRN de $2.4E-3$ m/s (ver Figura 5.6A). Sin embargo, al introducir mayor complejidad estructural en los modelos subsiguientes, los valores y distribuciones de DRN varían, destacando la influencia de las estructuras.

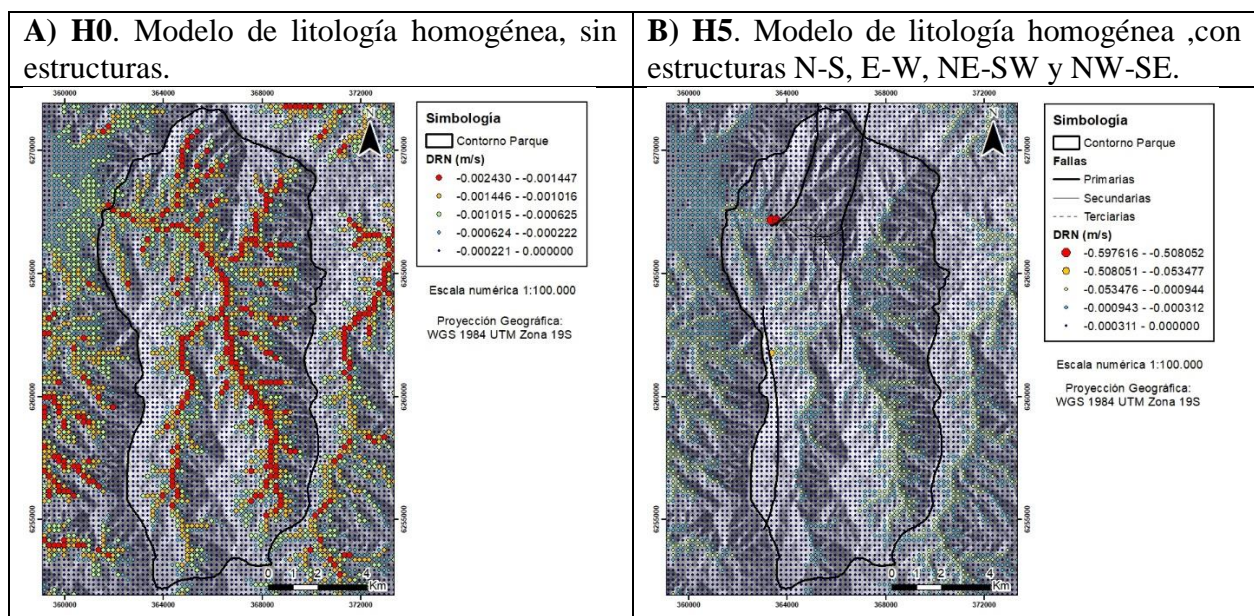


Figura 5.6. Mapas de exfiltración Modelos H. A) Modelo H0. B) Modelo H5.

Al incorporar las estructuras N-S (ver Anexo 4. Modelos H), se observa una reconfiguración de los puntos de exfiltración en superficie. Estos cesan de distribuirse a lo largo de la red de drenaje natural y se concentran en puntos de encuentro entre el cauce del río Clarillo y la Zona de Falla Papagayo, con valores máximos de 0.704 m/s de velocidad de DRN. La complejidad estructural aumenta y la exfiltración se vuelve más localizada, aumentando en su valor neto.

La inclusión de estructuras con orientación E-W en el modelo H2 no genera nuevos puntos de exfiltración, pero sí se observa una modificación leve en la morfología de los ya existentes, ampliándose en las zonas de intersección entre fracturas N-S y E-W. En estos modelos, los valores máximos de DRN alcanzan los 0.598 m/s, decreciendo en comparación a H1.

Al añadir las estructuras NE-SW (H3), surgen nuevos puntos de exfiltración entre las fallas principales N-S, con un valor máximo de DRN de 0.706 m/s, acercándose al valor máximo de H1. Por otra parte, la familia NW-SE (H4) introduce nuevos puntos de dren superficial, los cuales surgen alineados con las nuevas estructuras. En este modelo, los valores de DRN alcanzan los 0.688 m/s, disminuyendo levemente en comparación a H1 y H3 (ver Anexo 4. Modelos H).

Finalmente, en el modelo H5, que incorpora todas las familias estructurales en una cuenca de litología volcánica homogénea, se observa la desaparición de varios sectores de exfiltración presentes en modelos más simples (ver Figura 5.6B). Esto producto del contraste entre la baja conductividad de la litología volcánica con las fallas permeables. Únicamente se mantienen estables los puntos de DRN al oeste de la Zona de Falla Papagayo, con valores de 0.644 m/s.

En general, los valores máximos de exfiltración en superficie tienden a mantenerse similares entre los modelos H1 a H5.

5.2.2.2. Modelos GV

En los modelos heterogéneos de composición granítica-volcánica o GV, se consideraron las dos litologías predominantes en el área de estudio. Se asigna un valor de conductividad hidráulica de 10^{-11} m/s para las rocas intrusivas y se mantiene en 10^{-7} m/s para las rocas volcánicas.

En el modelo GV0, el valor neto de DRN aumenta en comparación con el modelo homogéneo H0, alcanzando $2.56E^{-3}$ (ver Figura 5.7A). Se observa en la zona de roca intrusiva que la exfiltración de agua subterránea es prácticamente nula, mientras que el resto sigue los cursos naturales del relieve.

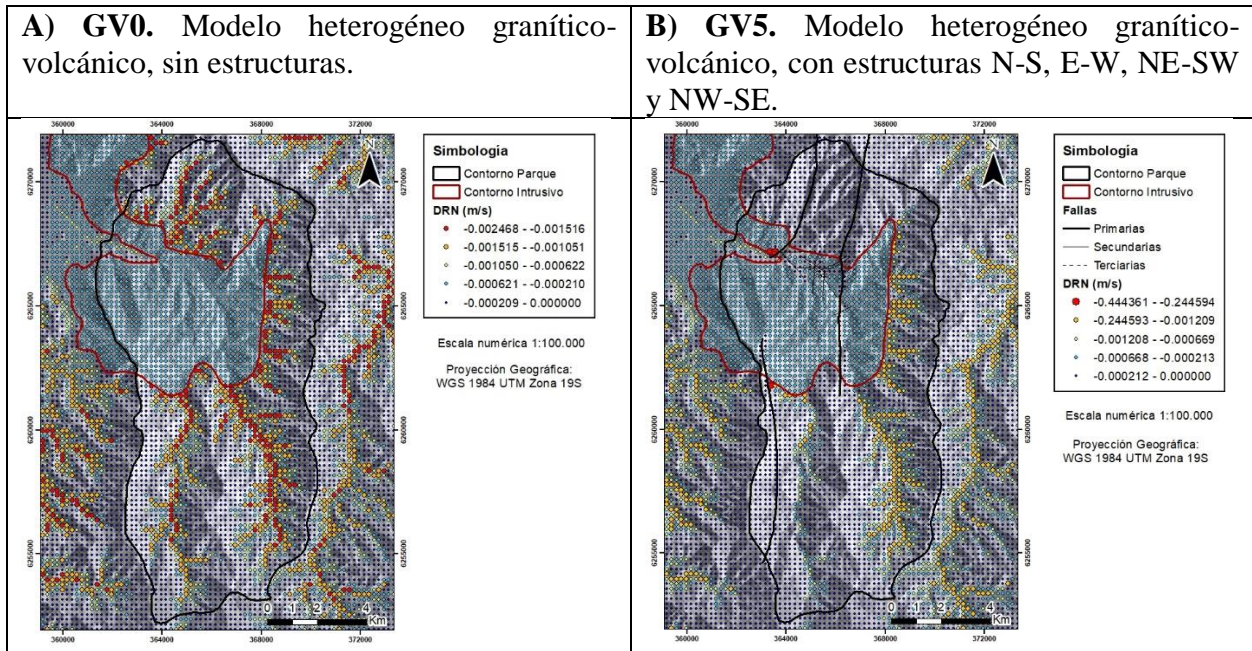


Figura 5.7. Mapas de exfiltración Modelos GV. A) Modelo GV0. B) Modelo GV5.

Al introducir mayor complejidad con las estructuras N-S en el modelo GV1, las zonas de exfiltración se centran en las intersecciones de la red natural de drenaje con las fallas, y el DRN alcanza valores máximos de 0.443 m/s. La adición de estructuras E-W en GV2 mantiene los puntos de DRN de GV1, con modificaciones leves en posición en las intersecciones N-S y E-W, y valores máximos de 0.429 m/s (ver Anexo 4. Modelos GV).

En el caso de GV3, con las estructuras NE-SW, no se observan cambios significativos en la cuenca con una recarga de 300 mm/año, pero con precipitaciones mayores (>500 mm/año) surgen nuevos puntos de exfiltración asociados a estas fallas oblicuas, con valores de hasta 0.445 m/s. En GV4, al incorporar la familia NW-SE, surge un nuevo punto de exfiltración (similar a H4) con DRN máximo de 0.433 m/s, mientras que los rasgos apreciables en GV3 se mantienen (ver Anexo 4 Modelos GV).

Al incorporar todas las familias de fallas (GV5), desaparecen muchos de los puntos de exfiltración presentes en modelos de menor complejidad estructural, conservándose los ubicados al lado oeste de la Falla Papagayo con un DRN de 0.453 m/s (ver Figura 5.7B), a excepción de cuando los valores de recarga aumentan. Se destaca que, para este modelo litológico, los valores de drenaje

se mantienen en un rango más acotado en comparación con los modelos homogéneos, mostrando variaciones mínimas a pesar de los cambios a nivel estructural.

5.2.2.3. Modelos NCV

En los modelos heterogéneos de composición no consolidada-volcánica (NCV), se considera una capa de material no consolidado superficial de 50 m de espesor, y bajo ésta, la litología volcánica predominante en profundidad. Para las rocas volcánicas se mantiene la conductividad hidráulica de 10^{-7} m/s, mientras que para los depósitos no consolidados se establece un valor de 10^{-4} m/s.

En NCV0, los puntos de mayor DRN se sitúan principalmente en el cauce del río Clarillo, con valores máximo de 0.161 m/s (ver Figura 5.8A). Luego, con la incorporación de las fallas N-S en NCV1, se observan cambios significativos, donde el DRN se concentra en la zona de intersección entre las estructuras N-S y el cauce del río en el área oeste del mapa, extendiéndose hacia la cuenca de Santiago. En este caso, el valor neto de velocidad de exfiltración aumenta aproximadamente seis veces, alcanzando 0.915 m/s (ver Anexo 4. Modelos NCV).

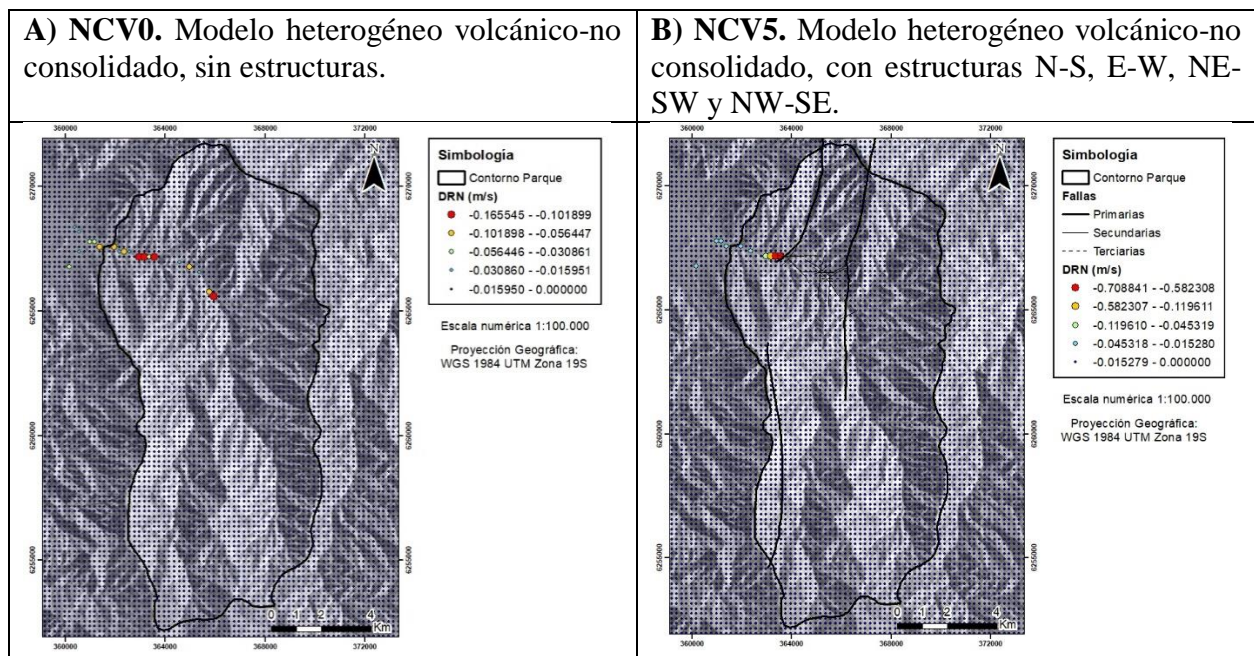


Figura 5.8. Mapas de exfiltración Modelos NCV. A) Modelo NCV0. B) Modelo NCV5.

En NCV2, se identifican características similares a NCV1, con una zona principal de exfiltración que sigue la tendencia de la falla E-W. Esto sugiere una mayor relevancia de las estructuras E-W en modelos que incluyen un estrato no consolidado en la superficie, especialmente cuando hay una

mayor recarga en el sistema. El valor máximo de DRN llega a 0.688 m/s (ver Anexo 4. Modelos NCV). En NCV3, se evidencia un nuevo punto de exfiltración asociado a las estructuras NE-SW, mientras que el resto del sistema de drenaje permanece relativamente constante. Los valores de DRN aumentan alcanzando los 0.883 m/s (ver Anexo 4. Modelos NCV).

Para las estructuras NW-SE en NCV4, no pareciera existir variaciones relevantes en comparación a NCV1, a excepción de cuando se incrementa el valor de la recarga potencial, instancia en la cual surgen nuevos puntos de exfiltración, donde los mayores valores de DRN se mantienen en las zonas de intersección entre estructuras, alcanzando valores de hasta 1.079 m/s, los más altos dentro del modelo litológico (ver Anexo 4. Modelos NCV).

Finalmente, al integrar todas las familias estructurales en el modelo NCV5, se observa una disminución en el número de puntos de exfiltración superficial, concentrándose únicamente en la zona de entrada del parque. También se registra una reducción en el valor máximo de DRN, alcanzando esta vez los 0.735 m/s (ver Figura 5.8B).

Los valores máximos de DRN para este tipo litológico, varían conforme se introducen cambios en los rasgos estructurales del sistema, contrastando con otros modelos. En particular al comparar con los modelos GV, los que presentan una mayor rigidez en este aspecto.

5.2.2.4. Modelos NCGV

En los modelos heterogéneos de composición no consolidada-granítica-volcánica o NCGV, se emplean las dos litologías de mayor extensión areal en el área de estudio, en adición a una capa de material no consolidado superficial con 50 m de espesor, buscando asimilarse lo más posible a la distribución real de las litologías en terreno. Se mantiene la conductividad hidráulica utilizada en los modelos previos, es decir, 10^{-11} m/s para rocas intrusivas, 10^{-7} m/s en rocas volcánicas y 10^{-4} m/s en depósitos no consolidados.

En el modelo base de este tipo litológico, NCGV0, el dren únicamente se limita a seguir la morfología de la red de drenaje superficial, manteniendo valores máximos de 0.161 m/s (ver Figura 5.9A). Una vez se añaden las estructuras N-S en NCGV1, se observa que el DRN pierde la continuidad superficial, concentrándose en la entrada del parque y en otras áreas menores de exfiltración entre las fallas principales, donde alcanza los valores máximos de 0.400 m/s (ver

Anexo 4. Modelos NCGV). Al aumentar los valores de recarga potencial en el sistema, los sectores de DRN tienden a retomar la forma del drenaje superficial vista en NCGV0.

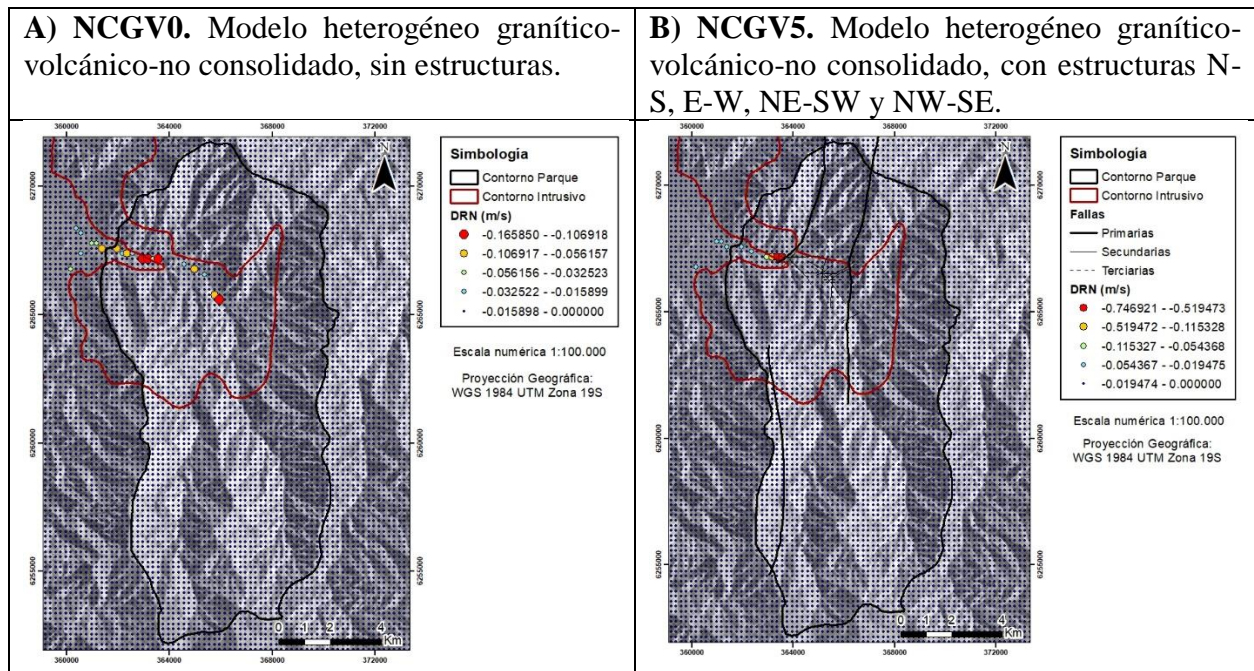


Figura 5.9. Mapas de exfiltración Modelos NCGV. A) Modelo NCGV0. B) Modelo NCGV5.

Posteriormente, al incorporar las estructuras E-W en NCGV2, la distribución espacial del drenaje superficial se reduce de manera significativa, localizándose solo en la zona de entrada del parque donde existe la intersección de estructuras N-S y E-W. En este punto, el drenaje alcanza su valor máximo de 0.664 m/s (ver Anexo 4. Modelos NCGV).

Continuando con NCGV3, al agregar las estructuras NE-SW, surgen más puntos de exfiltración asociados a las estructuras, ubicándose alrededor de ellas (ver Anexo 4. Modelos NCGV). En estos puntos, el valor máximo de velocidad de exfiltración alcanza los 0.390 m/s, cercano a NCGV1.

Por otro lado, al incorporar las estructuras NW-SE en NCGV4, disminuye significativamente la distribución areal de los puntos de exfiltración en el sistema. Estos se mantienen en el punto de entrada del parque, en la intersección de ambas familias de fallas, con 1.169 m/s de velocidad de DRN (ver Anexo 4. Modelos NCGV), la mayor velocidad dentro de los modelos. Sin embargo, si se aumenta el valor de la recarga potencial, vuelven a surgir puntos asociados a los extremos de las estructuras NW-SE.

Finalmente, en NCGV5 al incorporar la totalidad de las estructuras definidas, la exfiltración mayor se mantiene focalizada en el punto de Papagayo oeste con un valor de 0.779 m/s (ver Figura 5.9B), manteniendo una morfología similar a NCGV4.

En estos modelos, a pesar que su comportamiento resulta muy similar al de los modelos que no consideran la presencia de la unidad intrusiva (NCV), en estos se genera una mayor variabilidad en los valores máximos de DRN. No así en su distribución, la cual se mantiene constante independiente de las variaciones en complejidad estructural.

5.2.3 Mapas de isopiezas

Continuando con el análisis del acuífero río Clarillo se realizan mapas piezométricos con el fin de representar la superficie freática del sistema hidrogeológico. En estos mapas se indica en rojo las isopiezas con mayor carga hidráulica, y en azul aquellas en que la carga es menor. Las isopiezas permiten visualizar la tendencia del gradiente hidráulico en el sistema, indicando así la dirección del flujo subterráneo perpendicular a las líneas equipotenciales.

A continuación, se muestran los mapas de isopiezas para los modelos 0, 1 y 5, simulados con una recarga potencial de 300 mm/año.

5.2.3.1. Modelos H

A rasgos generales, se reconoce un sistema saturado producto de la baja conductividad hidráulica en la roca volcánica, en el cual las isopiezas en las cumbres del terreno se encuentran más distanciadas entre sí, mientras que en los valles se encuentran más juntas (ver Figura 5.10A). Esto indica que, de manera natural en el sistema de río Clarillo, los bajos topográficos tienden a estar más saturados que las cumbres.

Al momento que se añaden las fallas N-S en H1, la morfología de las isopiezas cambia aumentando la densidad de éstas en los alrededores de las estructuras. El gradiente hidráulico se vuelve mayor en estos puntos, indicando que las fallas N-S estarían captando agua hacia el interior del sistema, redefiniendo de manera local el mapa piezométrico. Adicionalmente, se observa que, al incorporar las fallas, la superficie freática se acerca a la superficie (ver Figura 5.10B).

En las simulaciones que incorporan las fallas secundarias en conjunto a las estructuras N-S no se aprecian variaciones en la profundidad de la superficie freática, únicamente se distinguen cambios menores en la morfología de algunas isopiezas, las cuales tienden a tomar la forma de las estructuras (ver Anexo 5. Modelos H). Esto último se hace más evidente en los modelos H2 y H4, ya que para H3, el efecto de las fallas NE-SW es cubierto por la influencia de las fallas N-S. En H5 (ver Figura 5.10C), se identifica una desviación local en las isopiezas cercanas a la zona de intersección entre estructuras de distinta orientación, no obstante, la piezometría de la cuenca no se ve afectada de manera significativa.

De ser real este modelo, estaría indicando a la Falla Papagayo como una zona de recarga, lo que resulta contradictorio de acuerdo a lo observado en terreno respecto a los puntos con exfiltración superficial.

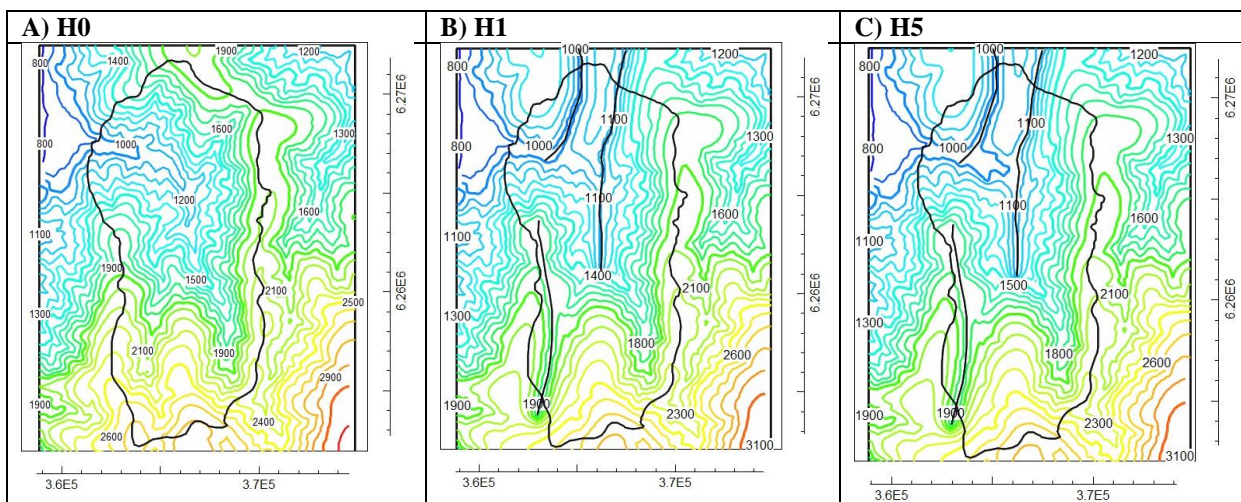


Figura 5.10. Mapas de isopiezas Modelos H. A) Modelo H0. B) Modelo H1. C) Modelo H5.

5.2.3.2. Modelos GV

En el modelo granítico-volcánico la dinámica es similar. La roca granítica tiene una conductividad hidráulica mucho menor a la volcánica, por lo que el sistema está incluso más saturado en comparación a H0, con una alta densidad de isopiezas hacia los valles y que se distancian entre sí hacia las cumbres (ver Figura 5.11A).

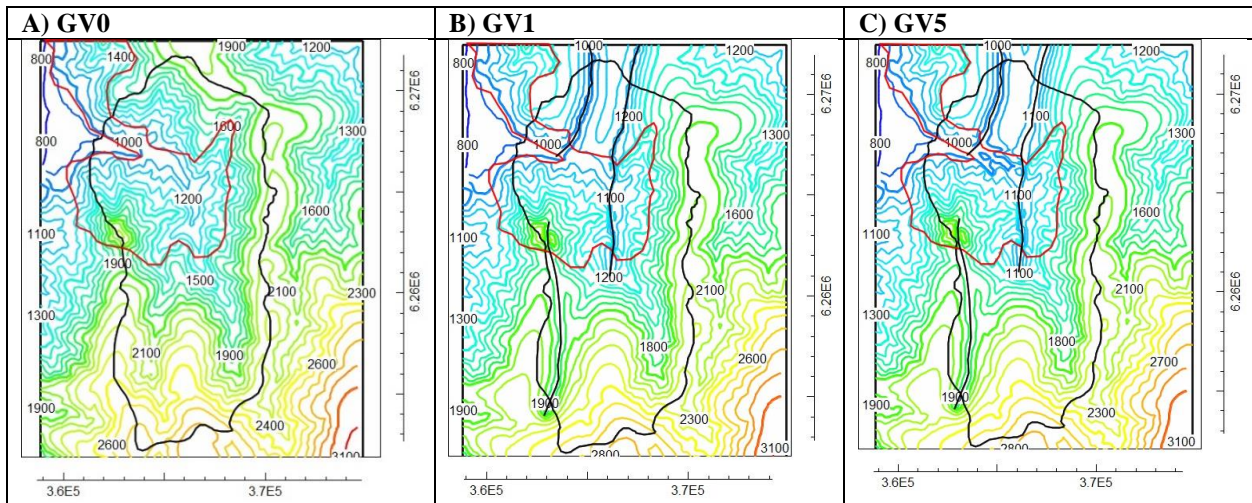


Figura 5.11. Mapas de isopiezas Modelos GV. A) Modelo GV0. B) Modelo GV1. C) Modelo GV5.

La variación más evidente corresponde a lo que ocurre al añadir las estructuras N-S en GV1 (ver Figura 5.11B). Al igual que en el caso homogéneo, el número de isopiezas aumenta en densidad alrededor de las estructuras, evidenciando el incremento en el gradiente hidráulico en esta zona. De esta forma, las fracturas también estarían actuando como zonas de recarga para el sistema, repitiendo el comportamiento de los modelos H.

Al añadir las fracturas secundarias, ocurren cambios leves en la morfología de las isopiezas en las zonas de intersección entre las estructuras N-S con las distintas familias (ver Figura 5.11C), sin afectar de manera importante la piezometría de la cuenca.

5.2.3.3. Modelos NCV y NCGV

Una vez se incorpora la capa de material no consolidado, la situación cambia de manera abrupta. Al existir un nivel de alta conductividad hidráulica en superficie, el sistema se desatura, y las isopiezas ya no siguen la tendencia de la topografía. De igual manera, el nivel freático pierde profundidad y se localiza más cercano a la superficie (ver Figura 5.12A). Una vez se añaden las fallas regionales, la superficie piezométrica se ve alterada, ocasionando una mayor separación en las equipotenciales que son perpendiculares a la traza de las fallas, suavizando el gradiente hidráulico a través de ellas (ver Figura 5.12B).

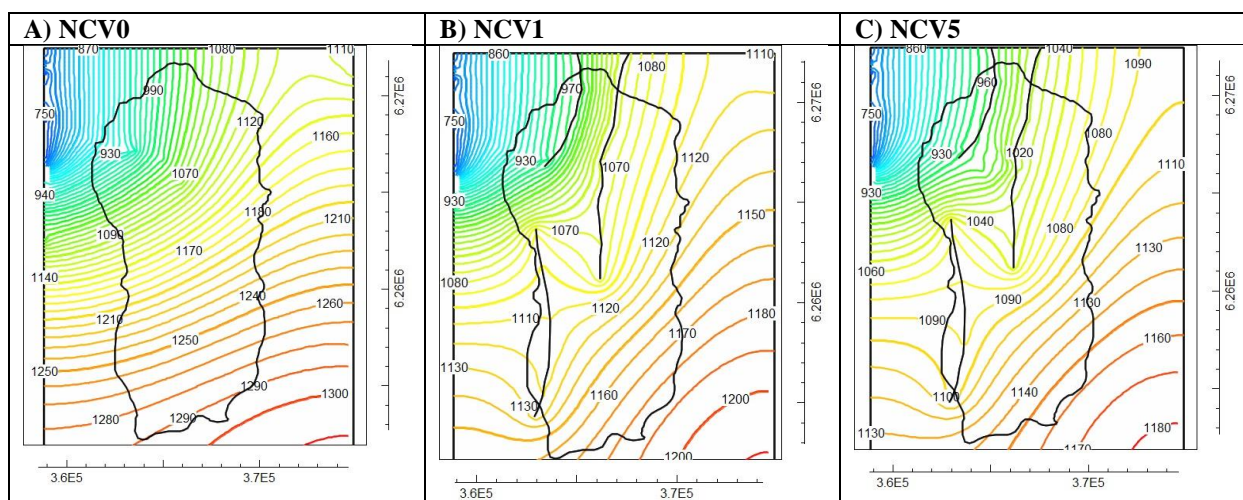


Figura 5.12. Mapas de isopiezas Modelos NCV. A) Modelo NCV0. B) Modelo NCV1. C) Modelo NCV5.

Al añadir las fallas secundarias, en los modelos NCV2 y NCV4 se modifica levemente la morfología de las isopiezas, demarcando el contorno de las estructuras, mientras que para el caso de NCV3, nuevamente el efecto de las fracturas NE-SW es opacado por el rol de las estructuras N-S (ver Anexo 5: Modelos NCV). A diferencia de los modelos H o GV, ocurre que, al añadir mayor complejidad estructural en los modelos con material no consolidado superficial, el nivel freático se vuelve más superficial bajo el mismo valor de recarga impuesta. Por lo tanto, en estos casos la adición de fallas menores tiene la capacidad de modificar de manera leve la superficie piezométrica (ver Figura 5.12C).

La dinámica de la superficie piezométrica no difiere de forma significativa a los modelos NCGV, presumiblemente debido a la profundidad de la unidad intrusiva (ver Anexo 5. Modelos NCGV).

5.2.4 Balance de Masas

Todas las simulaciones permitieron el cálculo de balances hídricos que cuantificaran el volumen de agua ingresada de manera efectiva al sistema y el volumen extraído. Estos datos fueron clasificados en planillas Excel y permitieron la determinación del efecto de las fracturas permeables en el balance hídrico a nivel de la cuenca, en caso de que estas fuesen capaces de modificarlo de manera significativa, o si su influencia se encuentra limitada a variaciones de nivel local. Adicionalmente, se efectúa el cálculo de otros parámetros anteriormente mencionados, tales como el MBR o *Mountain Block Recharge*, valor que es obtenido mediante la diferencia entre la recarga efectiva y el drain del sistema. El MBR representa el volumen de agua que se infiltra de manera efectiva en el bloque montañoso y exfiltra hacia el valle, por lo cual se hizo énfasis en determinar la proporción de MBR con respecto a la recarga en cada modelo.

En consideración del amplio espectro de posibilidades simulado en los diversos modelos, y tomando en cuenta los datos reales de precipitaciones en el área de la reserva, se decide hacer énfasis en las simulaciones cuya precipitación anual se encuentra en los 300 mm/año.

5.2.4.1. Modelos H

Para los modelos homogéneos, el valor de volumen drenado es muy cercano al valor de recarga inicial (ver Anexo 2), con el MBR alcanzando valores que no superan el 3.5% de la recarga, manteniéndose en su mayoría bajo el 3%.

Un factor a considerar es que al añadir las estructuras regionales N-S existe un descenso evidente en el MBR, disminuyendo de 3.4% a 2.6% entre H0 y H1. Variación que no ocurre al añadir las estructuras E-W, NE-SW o NW-SE, aún al considerar la totalidad de estructuras en H5 (ver Tabla 5.1). Es evidente que, aunque ocurre una leve disminución en el volumen de agua subterránea que ingresa al bloque montañoso y exfiltra hacia el valle al añadir las familias de fallas de menor orden, y los valores del DRN aumentan levemente entre H0 a H5, esto no afecta de manera significativa a la cuenca.

Tabla 5.1. MBR (%) para Modelos H.

	H0	H1	H2	H3	H4	H5
MBR(%)	3.401611439	2.600686564	2.573876532	2.600544712	2.574103495	2.579068316

5.2.4.2. Modelos GV

Al momento de añadir la litología intrusiva, la diferencia entre recarga y drain se vuelve menor ya que el sistema se encuentra más saturado. Por lo tanto, se reduce la proporción de MBR/RCH disminuyendo aproximadamente a la mitad para cada modelo en comparación al caso homogéneo (ver Anexo 2). Esto considerando que el volumen de agua que efectivamente ingresa al sistema desde la recarga se reduce a la mitad en comparación a los modelos homogéneos volcánicos. El mayor valor de MBR continúa estando en el modelo base GV0, con 1.53% (ver Tabla 5.2).

De igual manera, se aprecia que el DRN aumenta al añadir las familias de fracturas sobre un modelo base, mientras que, las variaciones del MBR% entre GV1 a GV5 disminuyen a nivel del tercer y cuarto decimal. A pesar de existir variaciones, estas se consideran mínimas a escala de cuenca, confirmando la baja influencia de las fallas en el balance hídrico del sistema.

Tabla 5.2. MBR (%) para Modelos GV.

	GV0	GV1	GV2	GV3	GV4	GV5
MBR(%)	1.528285293	1.333919655	1.330969133	1.333919655	1.331281207	1.331678393

5.2.4.3. Modelos NCV

Esta dinámica experimenta una variación evidente al añadir una capa de material no consolidado superficial, lo que desatura el sistema disminuyendo el drain a prácticamente la mitad de la recarga inicial (ver Anexo 2). Esto permite un aumento en el MBR%, alcanzando proporciones sobre el 50% de la recarga en todos los modelos. Al igual que en otros modelos litológicos, el MBR presenta sus mayores valores en la simulación sin fracturas, alcanzando el porcentaje de 55.8% (ver Tabla 5.3). Por otra parte, la adición de fallas secundarias a los modelos NCV1 a NCV5 si bien no influye significativamente en el balance de cuenca, se puede apreciar una variación leve pero clara entre los modelos NCV1 a NCV4 en comparación a NCV5.

Tabla 5.3. MBR (%) para Modelos NCV.

	NCV0	NCV1	NCV2	NCV3	NCV4	NCV5
MBR(%)	55.80174762	53.98320472	53.48955969	53.88390831	53.46402633	52.82852928

5.2.4.4. Modelos NCGV

Al considerar la presencia de tanto el nivel de material no consolidado, como la unidad intrusiva en profundidad, la relación entre recarga y drain se comporta de manera muy similar al caso sin roca granítica (ver Anexo 2), incrementando su valor al añadir fracturas permeables, evidenciando el rol predominante de la capa no consolidada en el balance de cuenca. Conjuntamente, los valores del MBR tienen la tendencia de disminuir entre NCGV0 a NCGV5, con la excepción de NCGV3, donde alcanza su mayor valor con 55.6%, fenómeno que no se replica en ninguna de las otras simulaciones (ver Tabla 5.4).

Independiente de las distintas variaciones que ocurren entre simulaciones de un mismo modelo litológico, en todas se aprecia que estas diferencias resultan pequeñas considerando la escala de cuenca.

Tabla 5.4. MBR (%) para Modelos NCGV.

	NCGV0	NCGV1	NCGV2	NCGV3	NCGV4	NCGV5
MBR(%)	55.28256922	54.23286428	53.1462778	55.60599183	52.99024058	52.68100318

5.3 Modelo Final

Con la información recopilada mediante los modelos numéricos previos, se construye un último modelo que busque asemejarse lo más posible a la realidad de la cuenca del río Clarillo. Para esto, se toma el modelo NCGV5 y se le efectúan cambios en el espesor del nivel no consolidado y en su conductividad hidráulica. El nuevo espesor de este nivel se define en 30 m, con una conductividad hidráulica de 10^{-5} m/s. También se modifica la conductividad hidráulica de la unidad granítica, fijándose en 10^{-10} m/s. La conductividad para la litología volcánica se mantiene en 10^{-7} m/s.

Adicionalmente, se agrega una unidad aluvial ubicada en el sector oeste del área de estudio, para simular los depósitos de abanicos aluviales presentes en aquel sector. A esta nueva unidad se le define una conductividad de 10^{-4} m/s, y 50 m de espesor.

Con respecto a los valores de recarga, se consideran los datos de las precipitaciones del último período documentado por la estación agrometeorológica del Parque Río Clarillo, la cual indica que en el período entre los años 2009 a 2016, el promedio de precipitación anual fue de 405.5 mm/año, esto es, para efectos del modelamiento, $1.3E-8$ m/s.

5.3.1 Mapa de Dren (DRN) e Isopiezas

El DRN se mantiene predominante en las zonas de intersección entre el cauce natural de río Clarillo y las fallas principales (ver Figura 5.13A). Los valores máximos de velocidad de dren son relativamente altos dentro de los modelos previamente ejecutados, con 0.965 m/s. El resto de los valores de DRN tiende a ser muy bajo, con excepción de algunos puntos menores donde puede alcanzar velocidades de 0.108 m/s.

La adición de la unidad aluvial se realiza con el fin de disminuir el error asociado a zonas de exfiltración que los modelos previos arrojaban al sector oeste del mapa cuando las recargas eran altas (ver Anexo 4. Modelos GV0 y NCGV), ya que al ser una unidad altamente permeable y con una conductividad hidráulica elevada, ayuda a desaturar el sistema, además de ser una litología ampliamente conocida por su potencial como acuífero.

La unidad de material no consolidado se define en 30 m, ya que el espesor anteriormente definido de 50 m correspondía a un máximo medido en campañas de terreno previas, por lo que no se consideraba representativo del área.

Con respecto a la superficie freática, el cambio más evidente corresponde al efecto del abanico aluvial sobre las isopiezas. Al añadir una litología que actúa localmente desaturando el sistema, el gradiente hidráulico en el sector también se vuelve menor, volviendo mayor el espacio entre las equipotenciales (ver Figura 5.13B). Esto provoca un efecto visual similar al generado por la influencia de las fallas principales, con la diferencia de que, en las fracturas, el gradiente se vuelve menor en sentido perpendicular a su extensión, no paralelo como en la unidad aluvial.

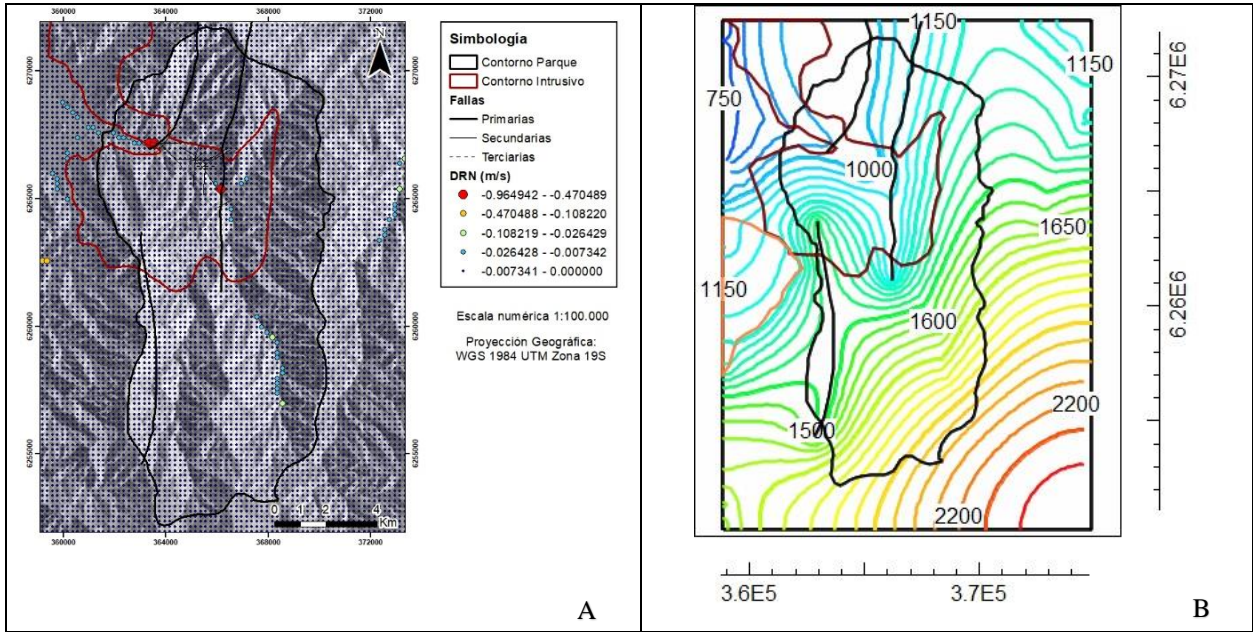


Figura 5.13. Mapas de DRN e isopiezas Modelo Final. A) Mapa de puntos de DRN. B) Mapa de isopiezas.

5.3.2 Balance de Masas

Con respecto al balance hídrico del sistema, el modelo determina que para una recarga impuesta de $1.3E-8$ m/s, el drenaje resultante tiene una velocidad de ~ 4.27 m/s. Esto da resultado a una velocidad de *Mountain Block Recharge* (MBR) de 0.315 m/s, es decir, un 6.9% del total de la recarga (ver Figura 5.14).

Esto indica que para un régimen anual en contexto de sequía (405.5 mm/año), alrededor de un 7% de las precipitaciones caídas sobre la cuenca de río Clarillo, ingresan de manera efectiva al bloque montañoso y exfiltran hacia el valle.

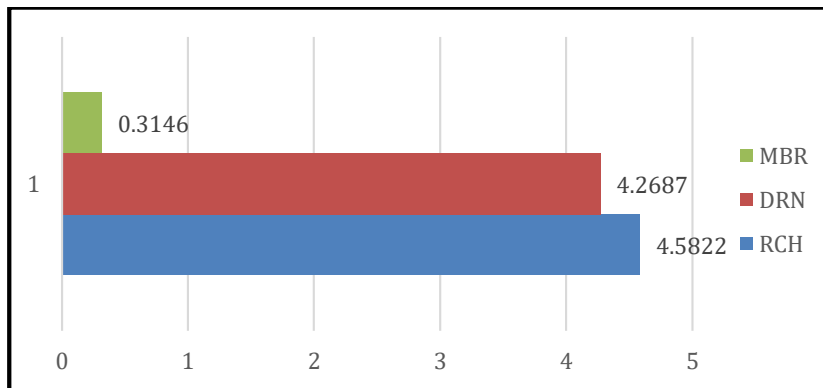


Figura 5.14. Balance hídrico Modelo Final.

5.3.3 Líneas de flujo

Otra de las herramientas que posee ModelMuse, es que permite visualizar las líneas de dirección del flujo subterráneo, y las zonas de velocidad a las cuales se movilizan las aguas a través de las distintas unidades litológicas, tanto en un plano horizontal como vertical. Esto permite evaluar si existe alguna dirección preferente para el flujo, tanto en las litologías como las estructuras.

Se observa que, en un plano horizontal, la mayor parte de las rocas de la cuenca poseen una velocidad de flujo baja, sin embargo, en el sector donde se encuentra la unidad aluvial, su valor se incrementa de manera significativa. Esta dinámica también se encuentra presente en la zona de intersección entre las fallas secundarias de las distintas familias, lo que no ocurre asociado a las fallas principales N-S (ver Anexo 3. Mapas de velocidades de flujo: A) Velocidad de flujo en un plano horizontal).

Los puntos de mayor velocidad de flujo corresponden a los ya documentados en modelos previos, en particular el sector de la entrada del parque, alcanzando una velocidad máxima de $2.15E-5$ m/s.

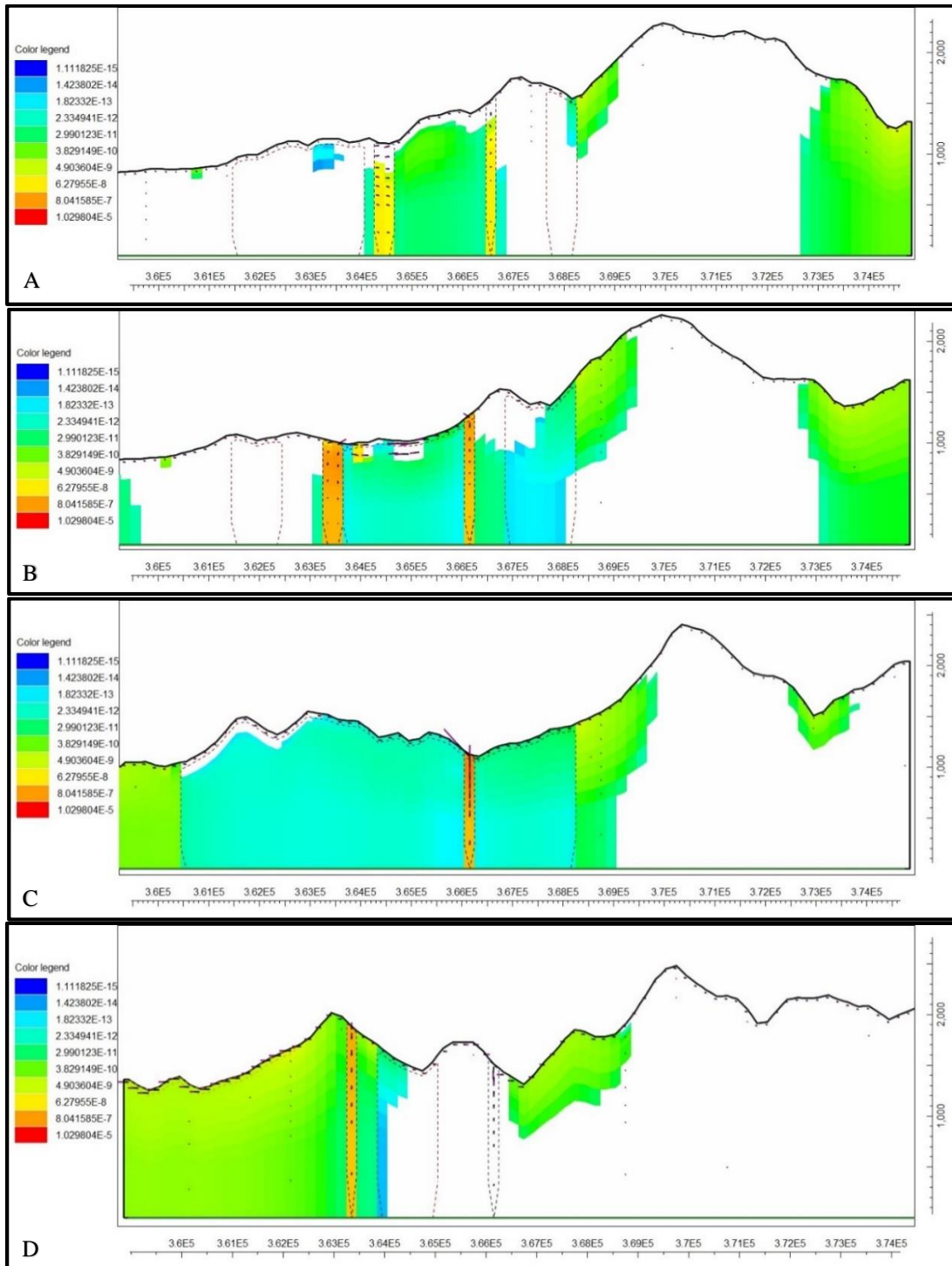
Al repetir el proceso considerando la velocidad en un plano vertical, se distingue que en la mayor parte de la cuenca este valor corresponde a recarga, mientras que los sectores con una mayor velocidad de descarga corresponden al área con la mayor concentración de fracturas. En esta proyección, el modelo indica que asociado a las fallas principales, la dirección del flujo preferente es en un sentido vertical, mientras que, la unidad aluvial indica valores similares de velocidades tanto en plano horizontal como vertical. Destaca la ocurrencia de flujo a través de la unidad granítica, aunque con valores muy bajos de velocidad, asociado a la zona de fallas (ver Anexo 3. Mapas de velocidades de flujo: B) Velocidad de flujo en un plano vertical).

Al buscar si el comportamiento del sistema varía a lo largo de las trazas de las fallas, se procede a extraer secciones transversales (W-E) de norte a sur, a las coordenadas UTM (Zona 19 Sur) de: 6268000, 6267000, 6265000 y 6261500, expuestas más adelante.

En base a las secciones (ver Tabla 5.5) se determina que las fallas tienen predominantemente un rol de descarga agua la cuenca, siendo este mayor en la sección C, sin embargo, también hay secciones en las cuales las fracturas presentan un rol directamente de recarga del sistema (ver sección D), como de rol mixto (ver sección A).

De manera preliminar, se estaría modelando un rol aparentemente mixto en el comportamiento del agua subterránea con respecto a las fallas en el sistema, con tendencia a actuar como zonas de descarga en valles, y como áreas de recarga en las cumbres.

Tabla 5.5. Secciones transversales de velocidades de flujo. Coordenadas: A) 6268000, B) 6267000, C) 6265000, D) 6261500.



6. DISCUSIÓN

El análisis de los múltiples factores que rigen el comportamiento de un sistema hidrogeológico, tales como la litología, los rasgos topográficos, las precipitaciones, estructuras, etc. dan paso a diversas discusiones respecto a los distintos procesos a interactuar en el área de estudio.

Con respecto a la información previa en el área de trabajo, es sabido que se carece de mayores investigaciones en temática de aguas subterráneas y de modelos específicos del área, por lo cual el desarrollo de un modelamiento que se ajustase a la situación real resultó altamente desafiante durante la segunda etapa de gabinete. La carencia de información hidrogeológica en ambientes de montaña trae consigo numerosas imprecisiones que ocurren al momento de la caracterización de las condiciones hidráulicas de borde entre la cuenca de estudio y cuencas adyacentes (Figuroa, 2021).

Sin ir más lejos, trabajos como el de Bense *et al.* (2013) señala que, en sectores de zonas de fallas expuestas en afloramientos, es común que no haya información de pozos disponible debido a que estas áreas suelen estar menos desarrolladas y/o con un nivel freático muy profundo.

Trabajos previos como el de Martí *et al.* (2023) exponen el rol de las fallas como puntos de exfiltración de aguas subterráneas, pero sin tanta consideración respecto a la configuración geológica compleja presente en cordillera. Ante esto, el presente trabajo se centra en el rol conjunto de la litología al interactuar con las estructuras de falla bajo distintos regímenes climáticos.

Previo a las primeras simulaciones, existía la interrogante respecto a si las distintas familias de fallas que afectan a la cuenca de río Clarillo podían tener un rol predominante por sobre la litología en el comportamiento de los acuíferos de cordillera. En particular, siguiendo las observaciones del trabajo de Piquer *et al.* (2016; 2021), se cuestionaba si el efecto de fallas locales con orientaciones oblicuas sería capaz de modificar de manera significativa las distintas superficies freáticas. Esto debido a que las fallas regionales N-S, al ser de tendencia subvertical, no se creía que tuviesen el mismo efecto para movilizar el flujo de aguas subterráneas entre cuencas. Dichos planteamientos no se vieron reflejados en las simulaciones de este trabajo, al contrario. El presente estudio indica que el rol de las fracturas en la cuenca se encuentra supeditado a la litología en la cual se encuentran contenidas, siendo esto último el factor que condiciona en mayor medida al sistema.

Por otra parte, durante el curso de la investigación se reconoció un sector referido a momentos como “punto entrada del parque” o “W Papagayo”, donde de manera recurrente se desarrollaban mayores velocidades de exfiltración, independiente de los cambios efectuados en las condiciones de la cuenca. De lo cual se desprende que, si bien la magnitud de velocidad de DRN es afectada por la presencia de estructuras de fallas permeables o variaciones litológicas, existe un factor topográfico que no se había considerado tan relevante al inicio de la investigación (ver Anexo 4).

Continuando con las simulaciones, ocurrió que tanto en los Modelos H como los Modelos GV, las fallas se comportaron como zonas exclusivamente de recarga, captando en gran parte las precipitaciones que ingresaban al sistema. Esto resulta contradictorio a lo inicialmente propuesto, ya que se esperaba que las fracturas tuvieran mayor influencia en relación a la litología. Sin embargo, al añadir capas de material no consolidado en los Modelos NCV y NCGV, se obtuvo los resultados esperados (ver Anexo 4).

A nivel metodológico, algunas de las limitaciones experimentadas radican en el tipo de software seleccionado para el modelamiento. Dentro de los aspectos negativos de la utilización de ModelMuse como principal herramienta para determinar el comportamiento del acuífero se experimentó una “pérdida” visual de datos en algunos modelos de DRN (NCV y NCGV principalmente) al existir mucha diferencia entre puntos con valores muy altos de exfiltración con respecto a la gran parte del modelo. Este problema se solucionó exportando los puntos de DRN como una grilla a ArcGIS, el cual, al permitir un mejor manejo de los datos, fue posible la obtención mejores mapas de dren.

Otra limitación asociada al software ModelMuse fue la rigidez respecto a las características en el tipo de capa en que se encuentra el agua subterránea, esto es, no permitió modificar o seleccionar específicamente si una capa se iba a comportar como acuitardo, acuícludo, etc., por lo tanto, se utilizaron los valores determinados por defecto.

Respecto a la metodología de trabajo, un aspecto a discutir es la simulación de la cuenca bajo un régimen transiente que considere los cambios estacionales, o incluso las variaciones históricas de precipitación por períodos de sequía experimentados en el área los últimos años, esto debido a que todos los modelos se simularon bajo un régimen estático determinado por las precipitaciones anuales acumuladas.

Otro factor importante a considerar es la ausencia de niveles piezométricos y mediciones en pozos que permitiesen ajustar el comportamiento general de los flujos de agua subterránea, y también representar de manera más fidedigna la superficie freática real de la cuenca. A esto se suma que mucha de la información tuvo que obtenerse mediante bibliografía o ser calculada directamente por ModelMuse, tal como los valores de conductividad hidráulica, los cuales fueron definidos en base a los rangos por litología expuestos en la publicación de Singhal & Gupta (2010), en lugar de una medición específica para la geología que aflora en río Clarillo.

Tal como indica el trabajo de Mas-Pla & Folch (2008), en este tipo de contexto, el trazado de las líneas de flujo no resulta intuitivo y experimenta dificultades tanto por la falta de información piezométrica, como por la complejidad de integrar las formaciones geológicas con sus respectivas variaciones, y las conductividades hidráulicas.

Sin embargo, independiente de las limitaciones presentes a lo largo de la investigación, fue posible apreciar cómo diferentes variables por separado son capaces de afectar un modelo, indicando la pertinencia de cada rasgo en el sistema. Lo que puede ser aplicado más adelante en contextos similares tales como, cuencas de cordillera, sectores con difícil acceso, o áreas que carecen de datos de pozos o trabajos previos.

También la investigación permitió determinar los porcentajes de *Mountain Block Recharge* para distintas configuraciones geológicas y regímenes de precipitación, lo cual más adelante podría explorarse en mayor profundidad, buscando la relación con los tiempos de residencia en el sistema y sus efectos en la hidrogeoquímica del agua.

Dado que se conoce el MBR para cada modelo, resultaría interesante evaluar el intercambio hídrico entre las distintas unidades de la cuenca mediante una mayor profundización en las herramientas de ModelMuse, tales como ZONEBUDGET.

La investigación también permitió reconocer que dependiendo de los parámetros bajo los que se encuentre regida una cuenca, las estructuras de falla pueden actuar tanto como zonas de descarga y como zonas de recarga, lo cual llama a continuar la investigación en este ámbito para identificar cuáles son los factores que determinan que una falla actúa de una u otra forma.

7. CONCLUSIÓN

Los modelos hidrogeológicos H, GV, NCV y NCGV ofrecen una perspectiva inicial del comportamiento del flujo de agua subterránea en el área de estudio. Estos hallazgos proporcionan información valiosa sobre las velocidades y distribuciones predominantes de las zonas de exfiltración en el sistema hidrogeológico. Este trabajo establece una base sólida para futuros análisis y refinamientos en las iteraciones del modelado, a medida que se incorporen datos adicionales y se ajusten los parámetros según sea necesario.

Aunque se observó una mayor densidad de fracturamiento oblicuo en las mediciones de terreno, las estructuras más relevantes para el sistema hidrogeológico son las de tendencia N-S, al proyectarse a una escala mayor e influenciar a un mayor grado la morfología de la superficie freática. Con respecto a las fallas de menor orden, estas son capaces de afectar de manera local la superficie freática, en particular cuando hay un estrato no consolidado en la superficie o una litología de alta conductividad con un espesor significativo. Estas alteraciones locales tienen implicancias significativas para el consumo humano, los roles ecológicos y/o culturales.

En todos los modelos, se aprecia un aumento en el DRN al añadir las distintas familias de fracturas en comparación al modelo no fracturado. Estas variaciones son pequeñas en comparación a los cambios que ocurren entre distintos modelos litológicos, incluso dentro del mismo tipo estructural, lo que indica la predominancia del rol de la litología en el flujo de las aguas por sobre cualquier rasgo estructural. Por lo tanto, la litología corresponde al rasgo más relevante dentro del sistema hidrogeológico, al condicionar directamente los valores de transmisividad en la cuenca.

En las estructuras N-S existe preferencia en el flujo en un plano vertical, permitiendo conectar distintas litologías en profundidad. Mientras que, para las fallas de menor orden, existe un mayor efecto horizontal a escala local, el que es acentuado con la presencia de material no consolidado. El modelado de las velocidades de flujo muestra cómo los vectores y su relación con las unidades litológicas estaría controlado por las diferencias de conductividad entre los distintos dominios. También sugiere que las fallas actúan de manera mixta, operando como zonas de descarga en valles y áreas de recarga en las cumbres, actuando como un reservorio de agua para el sistema, e influyendo en la distribución de los puntos de DRN y la magnitud de velocidad de exfiltración.

8. REFERENCIAS

- ALARCÓN, V.; ALCAYAGA, H. & ÁLVAREZ, E. 2015. Hydrological modeling of an ungauged watershed in Southern Andes. *AIP Conference Proceedings*. Vol. **1702**, (1): 190003.
- ARMIJO, R.; RAULD, R.; THIELE, R.; VARGAS, G.; CAMPOS, J.; LACASSIN, R. & KAUSEL, E. 2010. The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*. Vol. **29**, (2).
- BECCAR, I.; VERGARA, M. & MUNIZAGA, F. 1986. Nota Geológica. Edades K-Ar de la Formación Farellones, en el cordón del cerro La Parva, Cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **0**: 28-29.
- BENSE, V.F.; GLEESON, T.; LOVELESS, S.E.; BOUR, O. & SCIBEK, J. 2013. Fault zone hydrogeology. *Earth-Science Reviews*. Vol. **127**: 171-192.
- CALDERÓN, S. 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del Río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito). 107 pp., Santiago.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.J.; GANS, P.; KAY, S.M.; MUÑOZ, N.; WYSS, A.R. & ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**, (1): 117-139.
- CHARRIER, R.; BUSTAMANTE, M.; COMTE, D.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.J.; ITURRA, N.; MUÑOZ, N.; PARDO, M.; THIELE, R. & WYSS, A.R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch fur Geologie and Palaontologie – Abhandlungen*. Vol. **236**, (1-2): 43-77.
- CORPORACIÓN NACIONAL FORESTAL (CONAF). 1996. Plan de manejo Reserva Nacional Río Clarillo. Unidad de Gestión Patrimonio Silvestre, Corporación Nacional Forestal, Ministerio de Agricultura, República de Chile. N°**247**: 1-115 pp. Santiago.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. 1996. Hidrología Subterránea, Tomo I. Omega S. A.: 1157 pp. Barcelona.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. 1996. Hidrología Subterránea, Tomo II. Omega S. A.: 2350 pp. Barcelona.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2002. Informe de zonificación hidrogeológica para las regiones Metropolitana y V^a. Departamento de Administración de Recursos Hídricos. S.D.T. N°**133**: 149 pp. Santiago.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2003. Evaluación de los Recursos Hídricos Superficiales en la Cuenca del río Maipo. Departamento de Administración de Recursos Hídricos. S.D.T. N°145: 117 pp. Santiago.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad, Cuenca Río Maipo. CADE-IDEPE Consultores en Ingeniería: 195 pp.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2008. Levantamiento de Información sobre derechos no inscritos susceptibles de regularizar en las cuencas de río Maipo y Biobío, de las regiones Metropolitana y del Biobío. RODHOS Asesorías y proyectos Ltda. S.I.T. N°160: 203 pp. Santiago.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2014. Inventario de Cuencas, Subcuencas y Subsubcuencas de Chile. División de Estudios y Planificación. S.D.T. N°364: 54 pp. Santiago.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2015. Actualización de la evaluación de recursos hídricos superficiales en la cuenca del Río Maipo. Departamento de Administración de Recursos Hídricos. S.D.T. N°369. Santiago.

ESCRIBANO ALISIO, J.J. 2008. Superficies de bajo relieve en la Cordillera de Chile Central entre los 32 30'S y los 33 30'S, y su relación con el alzamiento andino. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología. 89 pp. Santiago.

FANJUL HERMOSILLA, A.D.P. 1997. Programa interpretativo de la Reserva Nacional Río Clarillo. Memoria para optar al título de Ingeniero Forestal. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Forestales, Departamento Manejo de Bosques y Medio Ambiente. 105 pp. Concepción.

FIGUEROA, R.; VIGUIER, B.; TAUCARE, M.; YÁÑEZ, G.; ARANCIBIA, G.; SANHUEZA, J. & DANIELE, L. 2021. Deciphering groundwater flow-paths in fault-controlled semiarid mountain front zones (Central Chile). *Science of The Total Environment*. Vol. **771**: 145456.

FOCK, A.; CHARRIER, R.; FARÍAS, M. & MUÑOZ, M. 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33-34 S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Publicación Especial. Vol. **6**: 48-55.

FRANSSEN, H.J.H.; GOMEZ HERNANDEZ, J. & SAHUQUILLO, A. 2003. Coupled inverse modelling of groundwater flow and mass transport and the worth of concentration data. *Journal of Hydrology*. Vol. **281**, (4): 281-295.

GLEESON, T.; WADA, Y.; BIERKENS, M.F. & VAN BEEK, L.P. 2012. Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*. Vol. **488**, (7410): 197-200.

GODOY, E.; YÁÑEZ, G. & VERA, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*. Vol. **306**, (2): 217-236.

HUSSIEN, H.M.; KEHEW, A.E.; AGGOUR, T.; KORANY, E.; ABOTALIB, A.Z.; HASSANEIN, A. & MORSY, S. 2017. An integrated approach for identification of potential aquifer zones in structurally controlled terrain: Wadi Qena basin, Egypt. *Catena*. Vol. **149**: 73-85.

JORDAN, T.E.; BURNS, W.M.; VEIGA, R.; PÁNGARO, F.; COPELAND, P.; KELLEY, S. & MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. **20**, (3): 308-324.

LACHASSAGNE, P. 2008. Overview of the hydrogeology of hard rock aquifers: applications for their survey, management, modelling and protection. Groundwater dynamics in hard rock aquifers. Springer.: 40-63 pp. Dordrecht, Netherlands.

LERAY, S.; MARTI, E.; ROQUES, C.; VILLELA, D.; POBLETE, F.; SALAZAR, E.; YAÑEZ, G. & ABHERVÉ, R. 2023. The impact of Geological Complexity on Groundwater Flow and Transport Indicators in Mountain Hydrogeological Systems. Congreso Geológico Chileno N° 16. #H411-1873. Santiago.

LLONA, M.; ARAYA VERGARA, J. & VERA, W. 2007. Relación entre morfogénesis y pedogénesis en la cuenca del río Clarillo, Región Metropolitana de Santiago, Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*. Vol. **37**: 47-61.

MARTI, E.; LERAY, S.; VILLELA, D.; MARINGUE, J.; YAÑEZ, G.; SALAZAR, E.; POBLETE, F.; JIMENEZ, J.; REYES, G.; POBLETE, G.; HUAMÁN, Z.; FIGUEROA, R.; ARAYA VARGAS, J.; SANHUEZA, J.; MUÑOZ, M.; CHARRIER, R. & FERNÁNDEZ, G. 2023. Unravelling geological controls on groundwater flow and surface water-groundwater interaction in mountain systems: a multi-disciplinary approach. *Journal of Hydrology*. Vol. **623**: 1-14.

NAIK, P.; AWASTHI, A.K.; ANAND, A. & MOHAN, P.C. 2001. Hydrogeologic framework of the Deccan terrain of the Koyna Riven basin, India. *Hydrogeology Journal*. Vol. **9**, (3): 243-264.

NASI, C. & THIELE, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa, al sur del río Maipo, entre Melipilla y laguna de Aculeo (Chile central). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **16**: 81-99.

NERETNIEKS, I. 1980. Diffusion in the rock matrix: An important factor in radionuclide retardation?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **85**, (B8): 4379-4397.

NIEMEYER, H.M.; BUSTAMANTE, R.O.; SIMONETTI, J.A.; TEILLIER, S.; FUENTES CONTRERAS, E. & MELLA, J.E. 2002. Historia natural de la Reserva Nacional Río Clarillo: un espacio para aprender ecología. Impresos Socías: 1-152 pp. Santiago.

PINAY, G.; PEIFFER, S.; DE DREUZY, J.R.; KRAUSE, S.; HANNAH, D.M.; FLECKENSTEIN, J.H.; SEBILO, M.; BISHOP, K. & HUBERT MOY, L. 2015. Upscaling nitrogen removal capacity from local hotspots to low stream orders' drainage basins. *Ecosystems*. Vol. **18**: 1101-1120.

PIQUER, J.; HOLLINGS, P.; RIVERA, O.; COOKE, D.R.; BAKER, M. & TESTA, F. 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos*. Vol. **268**: 174-197.

PIQUER, J.; RIVERA, O.; YÁÑEZ, G. & OYARZÚN, N. 2020. The Piuquencillo fault system: a long-lived, Andean-transverse fault system and its relationship with magmatic and hydrothermal activity. *Solid Earth Discussions*. Vol. **2020**: 1-34.

RAMOS, V.A.; CRISTALLINI, E.O. & PÉREZ, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*. Vol **15**, (1): 59-78.

RAMOS, V.A.; GODOY, E.; LO FORTE, G. & AGUIRRE URRETA, M.B. 1991. La franja plegada y corrida del norte del río Colorado, región Metropolitana, Chile central. Congreso geológico chileno N° 6. Actas **6**: 323-327 pp.

RAULD, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria para optar al Título de Geólogo (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito). 57 pp. Santiago.

SERVICIO DE EVALUACIÓN AMBIENTAL (SEA). 2012. Guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en el SEIA. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas.: 108 pp.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (SERNAGEOMIN). 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería. Publicación Geológica Digital. N° **4**: 25 pp. Santiago.

SINGHAL, B.B.S. & GUPTA, R.P. 2010. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Springer.: 408 pp. Dordrecht, Netherlands.

TALLONI, P. & FRÉRAUT, R. 1982. Antecedentes Geológicos-Geotécnicos preliminares de los sedimentos cuaternarios del área norte de la cuenca de Santiago, Región Metropolitana. Congreso Geológico Chileno N° 3. 126-142 pp. Concepción.

TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47° S). *Revista geológica de Chile*. Vol. **30**, (2): 159-186.

THIELE, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas. Carta Geológica de Chile escala 1: 250.000. N° **39**: 51 pp. Santiago.

WALKER, R.J.; HOLDSWORTH, R.E.; ARMITAGE, P.J. & FAULKNER, D.R. 2013. Fault zone permeability structure evolution in basalts. *Geology*. Vol. **41**, (1): 59-62.

WALL, R.; SELLES, D. & GANA, P. 1999. Área Tilttil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Mapa escala 1: 100.000. N° **11**: 20 pp.

ANEXOS

ANEXO 1: Puntos de Terreno

Puntos de Terreno

Punto	Coord X	Coord Y	Z (m)	Planos FieldMove	Obs
Campamento Base	363473	6267125	923	-	
Geo1.1	363654	6267204	915	-	Depósito granocreciente con clastos métricos subangulosos.
Geo1.2	363698	6267172	916	Loc1	2 Familias de fracturas. Tendencia E-W/77°N
				78°/19°	Familia 1: N84°W/77°NE (E-W/77°N)
				77°/16°	
				79°/352°	
				79°/357°	
				75°/4°	
				75°/336°	Familia 2: N66°E/75°NW
Geo2	363250	6267281	923	Loc2	Punto Piquer
				43°/305°	
				53°/296°	
				47°/273°	
Rodeo CONAF	363859	6266781	927	-	Aflora intrusivo
Geo3.1	363675	6266925	923	Loc4 (últimos 3)	N50°E/60°NW
				70°/331°	
				67°/316°	
				42°/314°	
Geo3.2	363686	6266861	925	Loc3	N45°W/56°NE
				60°/45°	
				45°/50°	
				59°/46°	
				58°/48°	
Geo3.3	363723	6266839	921	Loc4	NE-SW/60°NW
				59°/310°	
				66°/286°	
				55°/325°	
Geo4.1	364963	6266818	962	-	Aflora intrusivo. Cruzando el río se miden planos de fractura.
Geo4.2	364983	6266830	973	Loc5	NE-SW/53°SE y E-W/77°S. 2 familias de fracturas
					Familia 1: 53°/145° (N55°E/53°SE)
				56°/131°	
				51°/143°	
				48°/145°	
				55°/157°	
				49°/154°	
				62°/121°	
				53°/167°	
				78°/169°	Familia 2: 77°/194° (N76°W/77°SW)
				76°/180°	
				78°/212°	
				76°/214°	
Geo5	365094	6266596	985	Loc6	2 familias de fracturas.
					Familia 1: 43°/354° (N84°E/43°NW)
				49°/350°	
				48°/354°	
				41°/357°	
				41°/345°	
				45°/356°	
				37°/2°	
				42°/38°	Familia 2: 43°/32° (N58°W/43°NE)
				44°/26°	
				Loc7	2 familias de fracturas.
	Familia 1: 53°/14° (N76°W/53°NE)				
59°/11°					
48°/18°					
30°/68°	Familia 2: 30°/68° (N22°W/30°NE)				
Geo6.1	365257	6266650	980	Loc8	Quebra del brazo del río y disminución de su caudal respecto a aguas abajo. Intenso fracturamiento de la roca (intrusivo).
					Familia 1: 40°/48° (N42°W/40°NE)
				27°/57°	
				24°/50°	
				29°/31°	
				50°/48°	
				62°/50°	
				49°/50°	
				86°/90°	Familia 2: N-S/86°E. Plano vertical
				29°/354°	Familia 3: E-W/29°N
50°/133°	Familia 4: 61°/145° (N55°E/61°SE)				
53°/149°					
80°/150°					

Punto	Coord X	Coord Y	Z (m)	Planos FieldMove	Obs
Geo6.2	365251	6266506	990	Loc9	4 Familias de planos.
				37°/355°	Familia 1A: 31°/356° (N86°E/31°NW)
				33°/10°	
				25°/341°	
				62°/9°	Familia 1B: 65°/4° (N86°W/65°NE)
				63°/4°	
				69°/358°	
				33°/244°	Familia 2: 33°/244° (N26°W/33°SW)
				62°/313°	Familia 3: 62°/313° (N43°E/62°NW)
Geo7.1	365431	6266483	989	Loc10	Sector "El Carrizal". 2 Familias de fracturas. Punto de exfiltración de agua.
				74°/220°	Familia 1: 73°/228° (N42°W/73°SW)
				70°/236°	
				76°/227°	
				36°/329°	Familia 2: 61°/325° (N55°E/62°NW)
				78°/303°	
72°/344°					
Geo7.2	365416	6266264	999	Loc11	Zona fracturada. Se reconocen 2 familias de fracturas.
				16°/113°	Familia 1: 17°/108° (N18°E/17°SE)
				22°/116°	
				23°/104°	
				12°/101°	
				13°/104°	
				24°/358°	Familia 2: 23°/0° (E-W/23°N)
				24°/11°	
				26°/15°	
23°/335°					
Geo8	365566	6266175	1004	Loc12	Falla desplaza canal. Granito con fallamiento. NW-SE/NE, EW/75°N y N-S/85°E
				73°/65°	Familia 1: 78°/59° (N31°W/78°NE)
				78°/53°	
				80°/74°	
				78°/56°	
				84°/47°	
				74°/23°	Familia 2: 74°/25° (N65°W/74°NE)
				75°/26°	
				31°/75°	Familia 3: 29°/53° (N37°W/29°NE)
				37°/50°	
				26°/47°	
				25°/37°	
				85°/85°	Familia 4: N-S/vertical
				69°/1°	Familia 5: 72°/358° (E-W/72°N)
				75°/356°	
60°/54°	Familia 6: 62°/46° (N44°W/62°NE)				
64°/38°					
Geo9.1	365599	6266134	991	Loc13	E-W/47°S, NE-SW/15°SE y NE-SW/68°NW. Punto exfiltración de agua.
				46°/191°	Familia 1: 46°/178° (N88°E/46°SE)
				47°/185°	
				47°/167°	
				47°/170°	
				16°/106°	Familia 2: 15°/113° (N23°E/15°SE)
				14°/120°	
				68°/348°	Familia 3: 68°/348° (N78°E/68°NW)
				61°/100°	Familia 4: 61°/100° (N10°E/61°SE)
61°/19°	Familia 5: 62°/26° (N64°W/62°NE)				
63°/32°					
Geo9.2	365948	6265545	1016	Loc14	24°/19° (N71°W/24°NE)
				30°/8°	
				31°/28°	
Pozón	365516	6266504	1028	-	Punto de exfiltración de agua
Geo10	366360	6264855	1057	Pistoleo brújula	55°/130° (N40°E/55°SE)
				50°/130°	
				56°/130°	
60°/130°					
Geo11	366193	6263182	1143	Loc15	3 familias de fracturas.
				89°/90°	Familia 1: N-S/vertical
				90°/224°	Familia 2: N46°W/vertical
				82°/136°	Familia 3: 84°/134° (N44°E/84°SE). Subvertical
				83°/130°	
				89°/142°	
				83°/127°	

ANEXO 2: Balances de Masas

Balances de masa (300 mm/año).

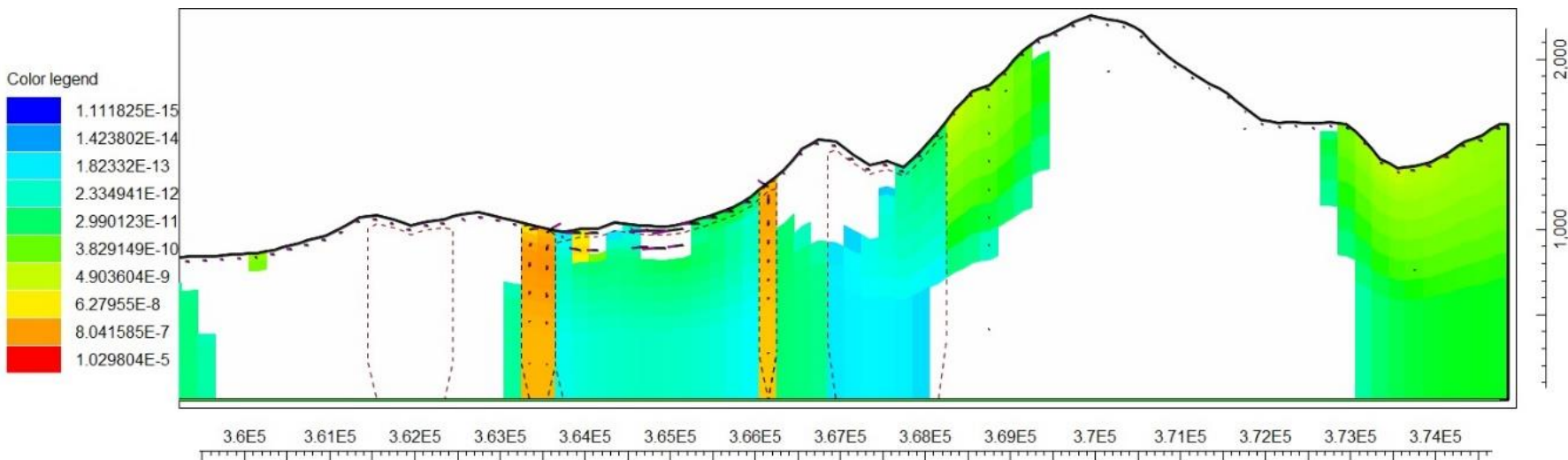
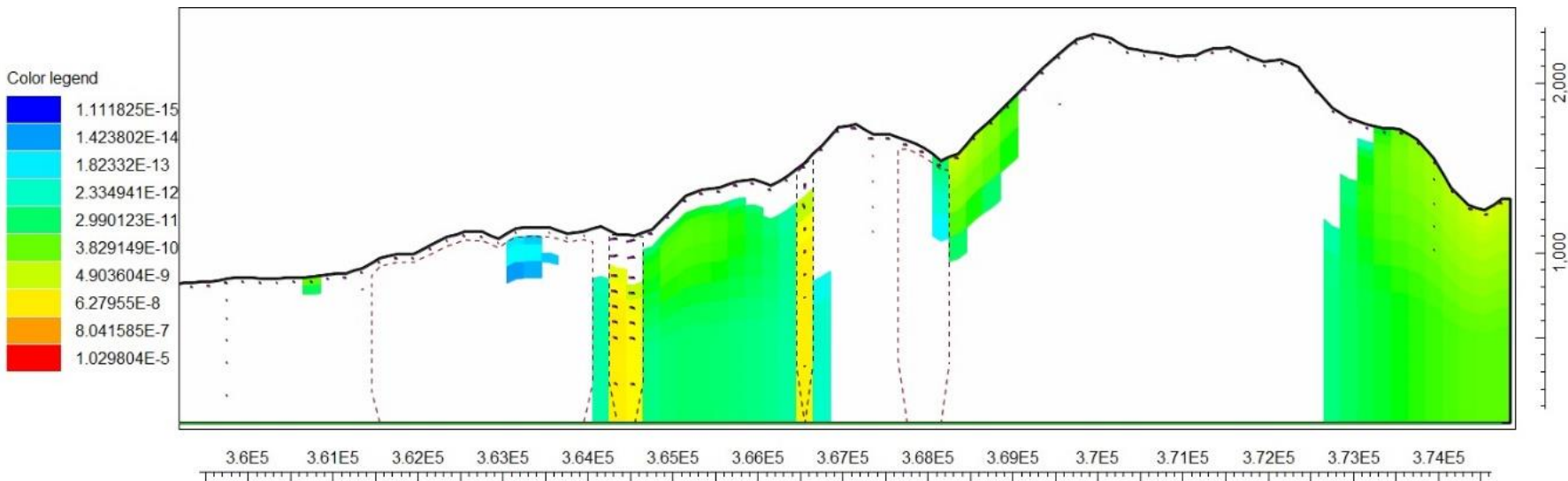
Modelo	RCH	CHD in	TOTAL IN	DRN	CHD out (MBR)	TOTAL OUT	IN-OUT	% Discrepancia	MBR (%)
H0	3.5248	0	3.5248	3.4049	0.1199	3.5248	-1.0261E-07	0	3.4
H1	3.5248	0	3.5248	3.4331	0.091669	3.5248	-5.4006E-06	0	2.6
H2	3.5248	0	3.5248	3.4341	0.090724	3.5248	-2.5871E-06	0	2.6
H3	3.5248	0	3.5248	3.4331	0.091664	3.5248	-5.1928E-06	0	2.6
H4	3.5248	0	3.5248	3.4341	0.090732	3.5248	-5.6636E-06	0	2.6
H5	3.5248	0	3.5248	3.4339	0.090907	3.5248	-7.0336E-06	0	2.6
GV0	3.5248	0.0018326	3.5266	3.4728	0.053869	3.5266	-3.0425E-07	0	1.5
GV1	3.5248	0.00098183	3.5258	3.4788	0.047018	3.5258	-1.4688E-06	0	1.3
GV2	3.5248	0.00098251	3.5258	3.4789	0.046914	3.5258	-1.4057E-06	0	1.3
GV3	3.5248	0.00098183	3.5258	3.4788	0.047018	3.5258	-1.7284E-05	0	1.3
GV4	3.5248	0.00098243	3.5258	3.4789	0.046925	3.5258	-2.2141E-06	0	1.3
GV5	3.5248	0.00098234	3.5258	3.4788	0.046939	3.5258	-2.0651E-06	0	1.3
NCV0	3.5248	0.021764	3.5466	1.5797	1.9669	3.5466	-4.4071E-06	0	55.8
NCV1	3.5248	0.025265	3.5501	1.6474	1.9028	3.5502	-0.00010329	0	54.0
NCV2	3.5248	0.026113	3.5509	1.6655	1.8854	3.551	-4.3793E-05	0	53.5
NCV3	3.5248	0.025397	3.5502	1.6509	1.8993	3.5503	-6.7647E-05	0	53.9
NCV4	3.5248	0.025788	3.5506	1.6663	1.8845	3.5508	-0.00018081	-0.01	53.5
NCV5	3.5248	0.026831	3.5516	1.6895	1.8621	3.5516	-0.00001445	0	52.8
NCGV0	3.5248	0.022985	3.5478	1.5992	1.9486	3.5478	-2.8497E-06	0	55.3
NCGV1	3.5248	0.025037	3.5498	1.6383	1.9116	3.5499	-2.6099E-05	0	54.2
NCGV2	3.5248	0.027085	3.5519	1.6786	1.8733	3.552	-8.8592E-05	0	53.1
NCGV3	3.5248	0.025167	3.55	1.59	1.96	3.55	-4.5257E-05	0	55.6
NCGV4	3.5248	0.026988	3.5518	1.6843	1.8678	3.5521	-0.00028966	-0.01	53.0
NCGV5	3.5248	0.0275	3.5523	1.6954	1.8569	3.5523	-2.2167E-06	0	52.7

Balances de masa (500 mm/año).

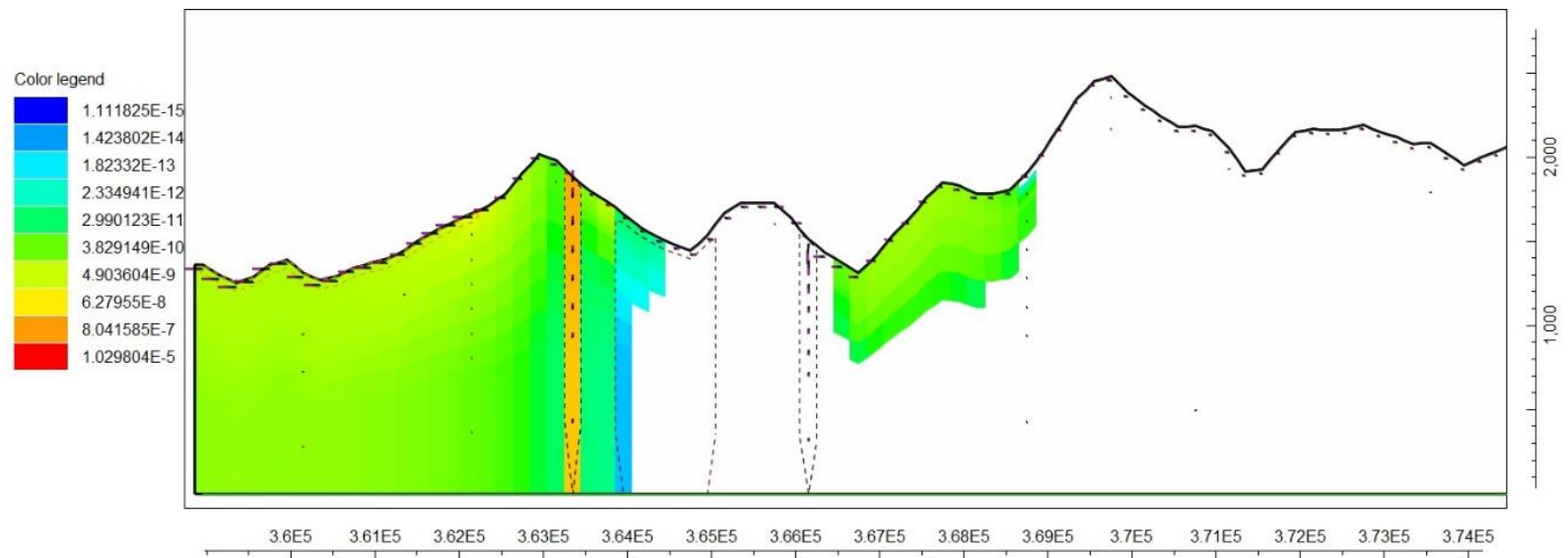
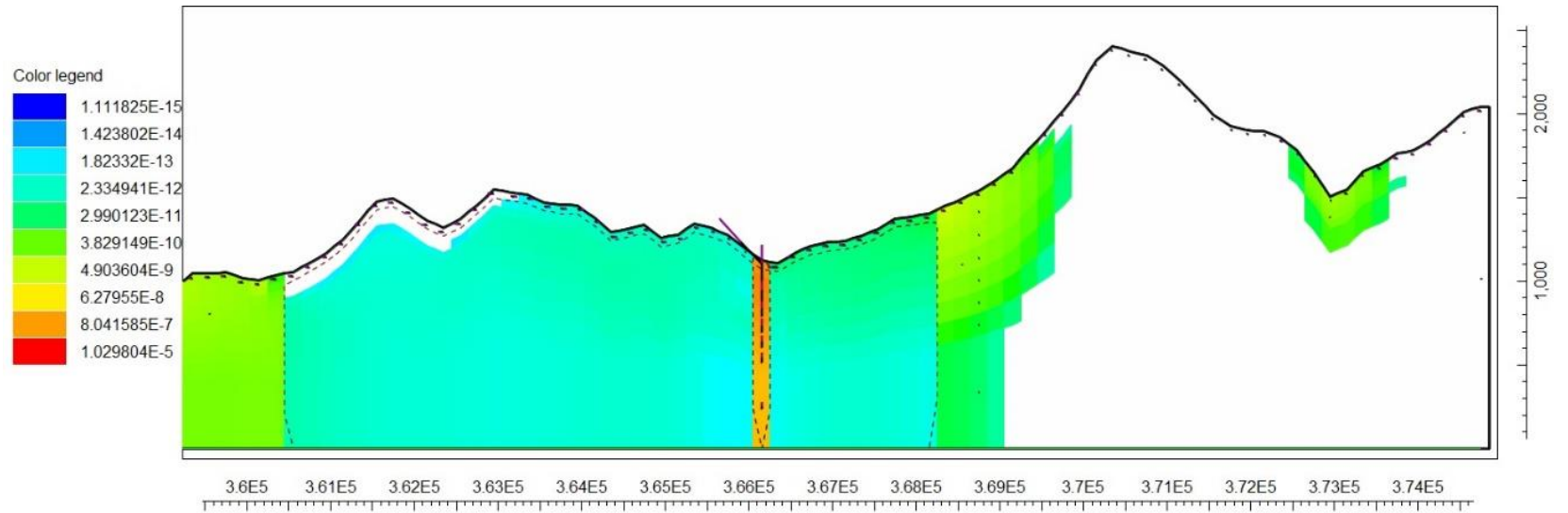
Modelo	RCH	CHD in	TOTAL IN	DRN	CHD out (MBR)	TOTAL OUT	IN-OUT	% Discrepancia	MBR (%)
H0	5.6397	0	5.6397	5.5119	0.1278	5.6397	-8.2126E-08	0	2.3
H1	5.6397	0	5.6397	5.5454	0.094311	5.6397	-3.6195E-06	0	1.7
H2	5.6397	0	5.6397	5.5462	0.093447	5.6397	-8.0086E-07	0	1.7
H3	5.6397	0	5.6397	5.5454	0.094306	5.6397	-3.0652E-06	0	1.7
H4	5.6397	0	5.6397	5.5463	0.09343	5.6397	-3.9135E-06	0	1.7
H5	5.6397	0	5.6397	5.546	0.093654	5.6397	-4.3727E-06	0	1.7
GV0	5.6397	0.001737	5.6414	5.5802	0.061177	5.6414	-5.8915E-08	0	1.1
GV1	5.6397	0.00094	5.6406	5.592	0.048602	5.6406	-3.1438E-06	0	0.9
GV2	5.6397	0.000941	5.6406	5.5921	0.0485	5.6406	-3.2229E-06	0	0.9
GV3	5.6397	0.00094	5.6406	5.592	0.048602	5.6406	-5.8404E-06	0	0.9
GV4	5.6397	0.000941	5.6406	5.5921	0.048509	5.6406	2.786E-08	0	0.9
GV5	5.6397	0.000941	5.6406	5.5921	0.048526	5.6406	-3.5756E-06	0	0.9
NCV0	5.6397	0.015814	5.6555	3.5738	2.0817	5.6555	-4.2984E-06	0	36.9
NCV1	5.6397	0.02123	5.6609	3.6619	1.999	5.6609	-0.000022545	0	35.4
NCV2	5.6397	0.021692	5.6614	3.6691	1.9924	5.6614	-0.000054377	0	35.3
NCV3	5.6397	0.021279	5.661	3.6628	1.9982	5.661	-0.000024046	0	35.4
NCV4	5.6397	0.02102	5.6607	3.6598	2.0009	5.6607	-0.000020777	0	35.5
NCV5	5.6397	0.022041	5.6617	3.6777	1.984	5.6617	-0.000022208	0	35.2
NCGV0	5.6397	0.017079	5.6568	3.5955	2.0613	5.6568	-1.3015E-06	0	36.5
NCGV1	5.6397	0.021091	5.6608	3.6584	2.0024	5.6608	-0.000014294	0	35.5
NCGV2	5.6397	0.022598	5.6623	3.6831	1.9792	5.6623	-0.000006555	0	35.1
NCGV3	5.6397	0.021171	5.6609	3.5956	2.0653	5.6609	-0.000012399	0	36.6
NCGV4	5.6397	0.022168	5.6618	3.6779	1.984	5.6619	-0.000021516	0	35.2
NCGV5	5.6397	0.022447	5.6621	3.6824	1.9798	5.6621	-2.2832E-06	0	35.1

ANEXO 3: Velocidades de Flujo

Secciones velocidades de flujo (6268000 – 6267000)

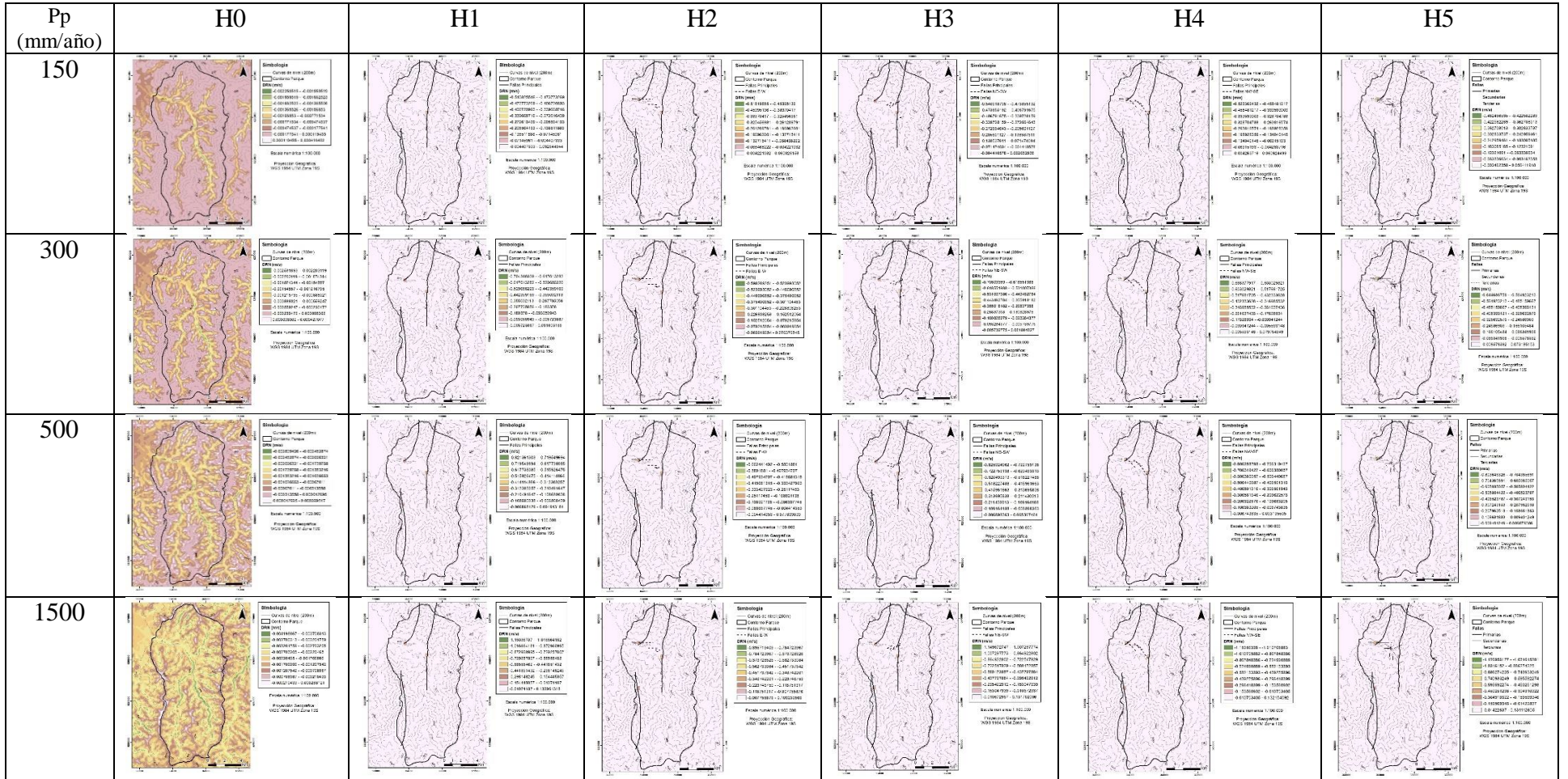


Secciones velocidades de flujo (6265000 – 6261500)

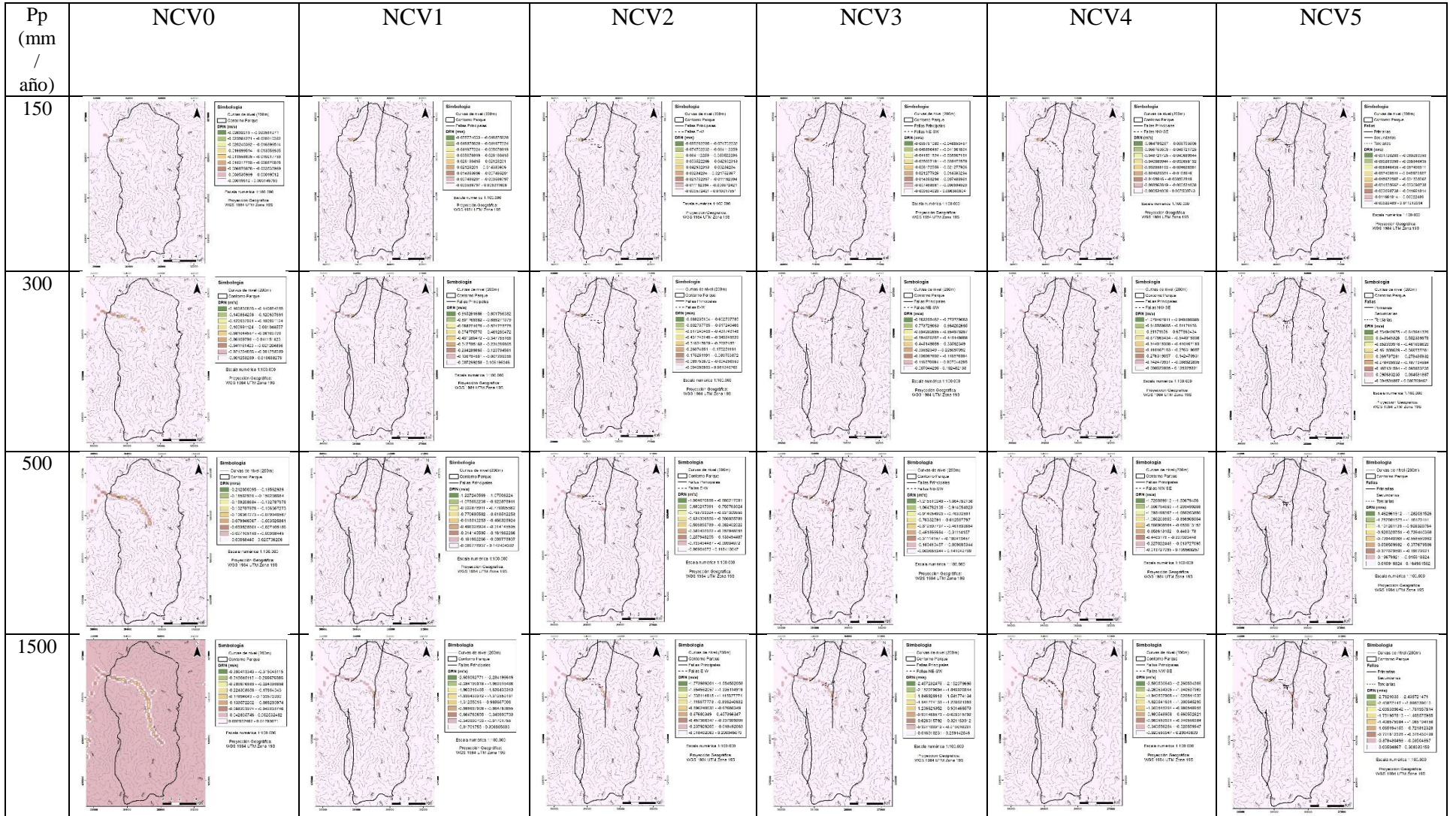


ANEXO 4: Mapas de DRN

Modelos H

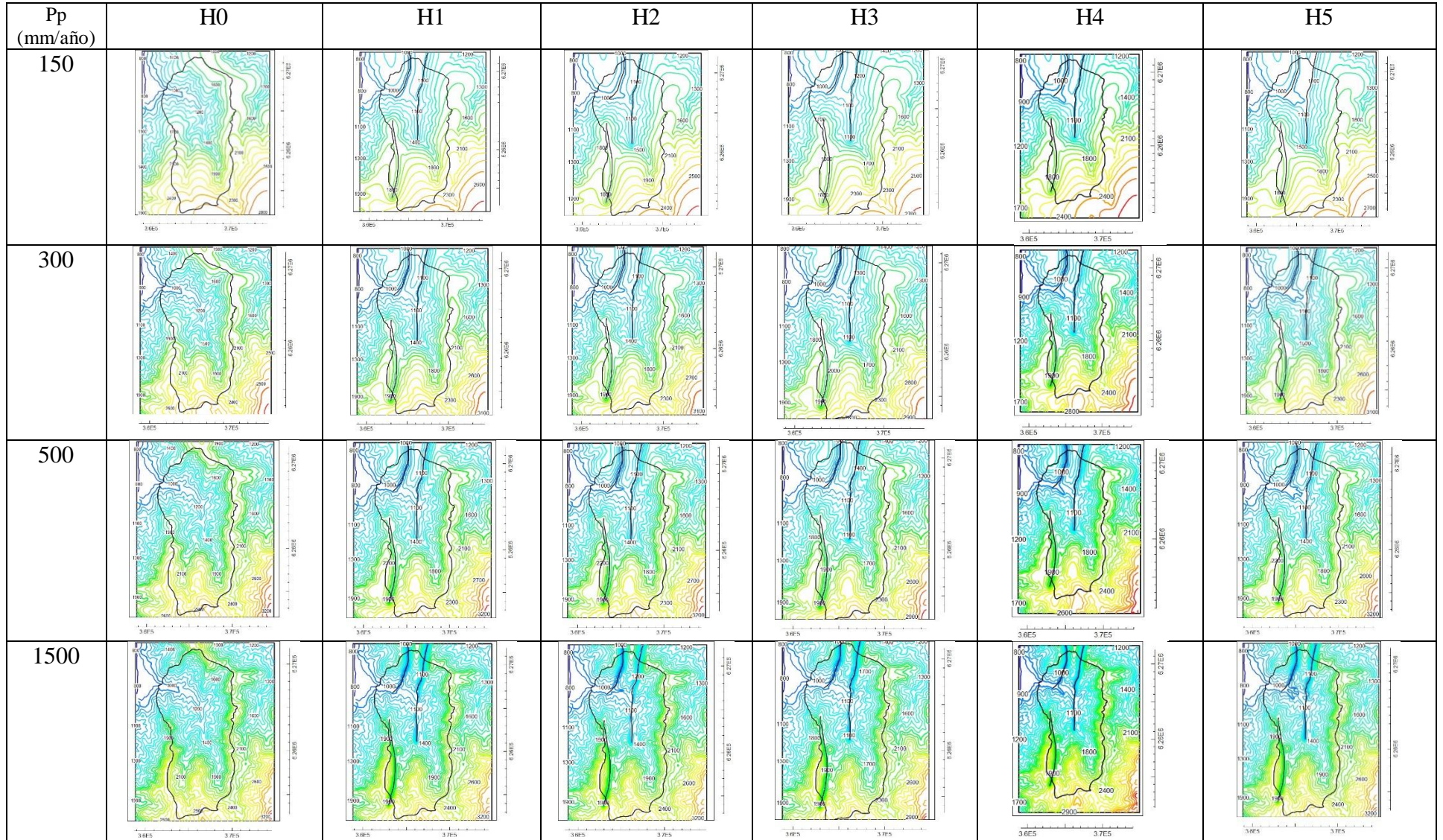


Modelos NCV

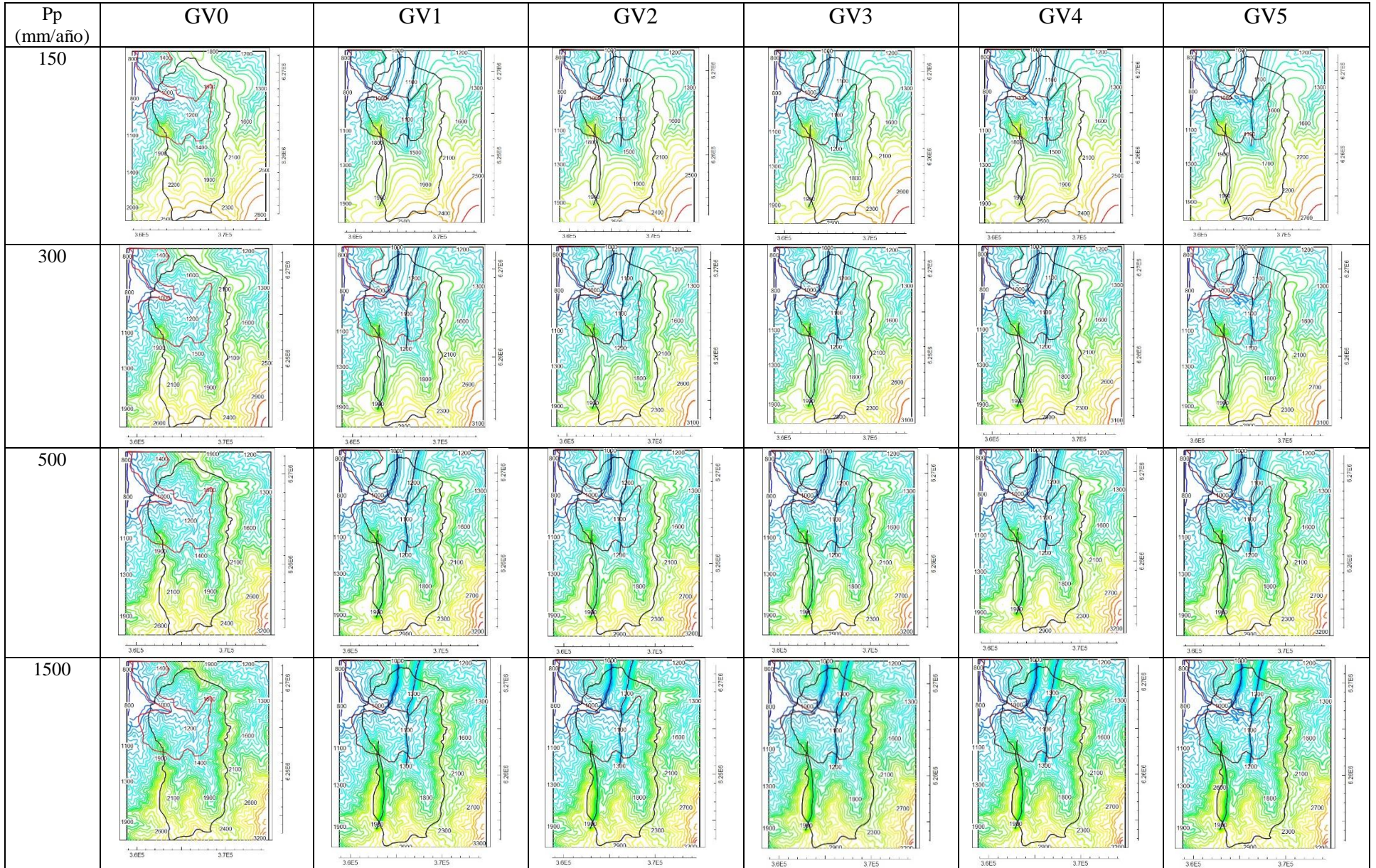


ANEXO 5: Mapas de Isopiezas

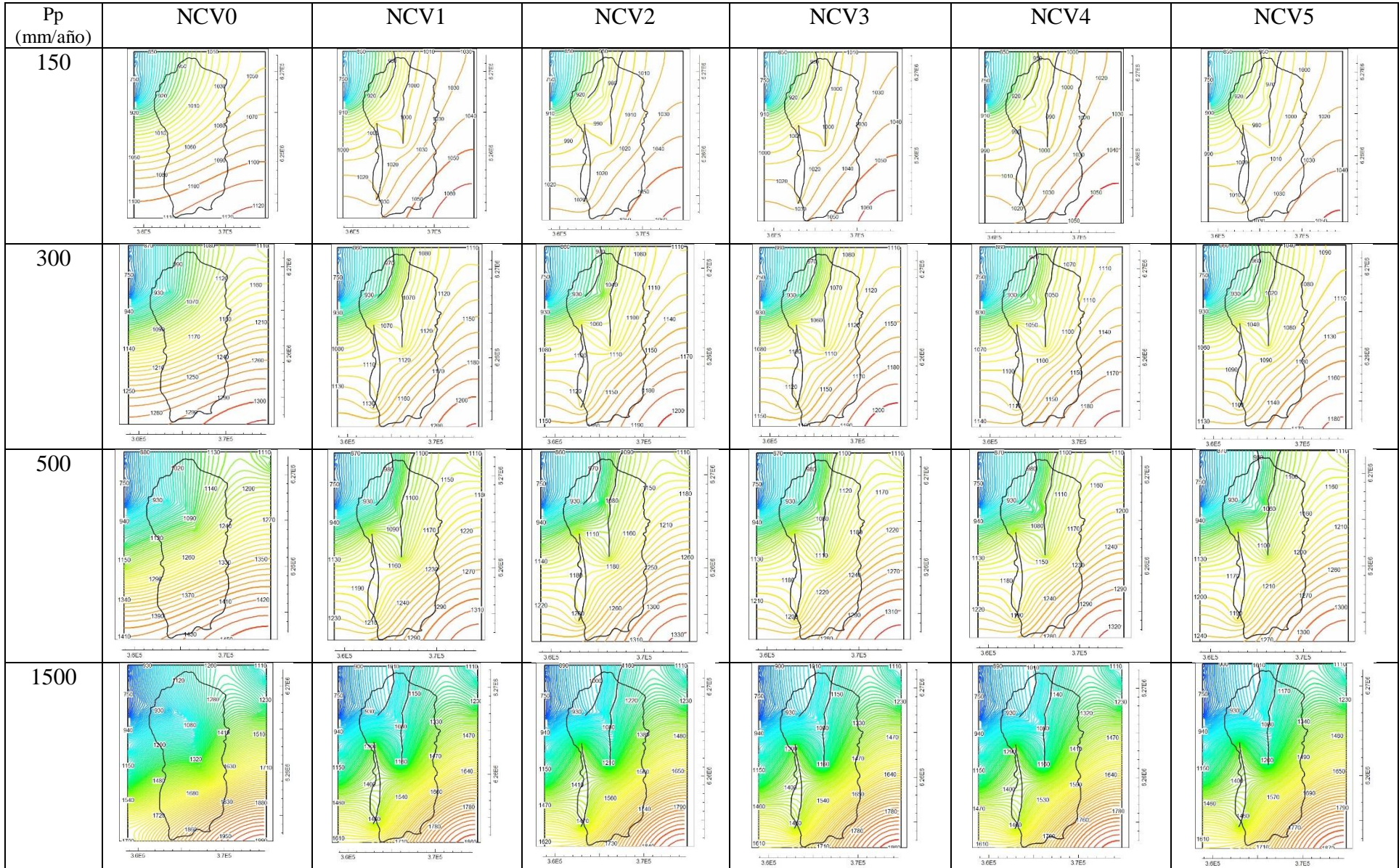
Modelos H



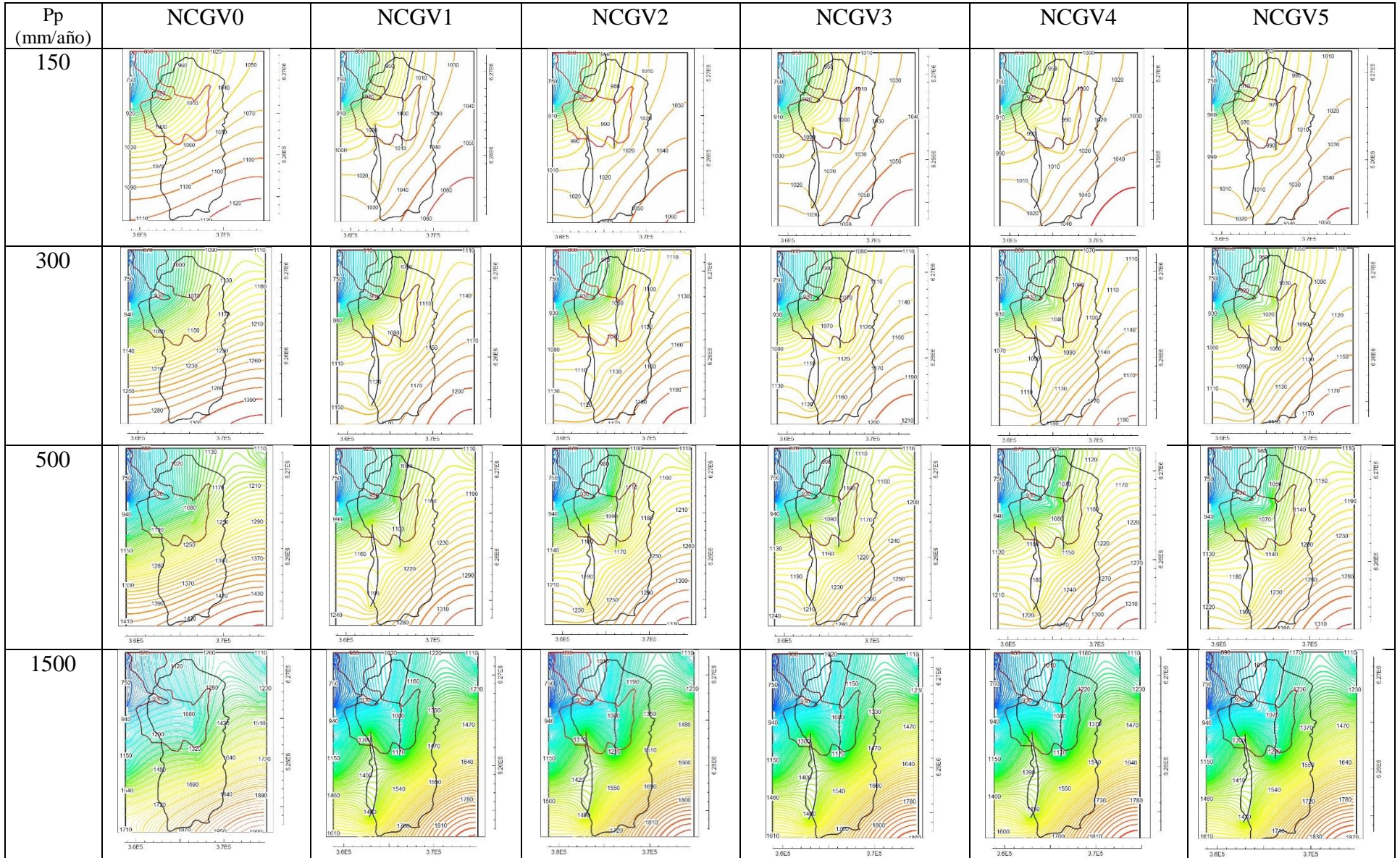
Modelos GV



Modelos NCV

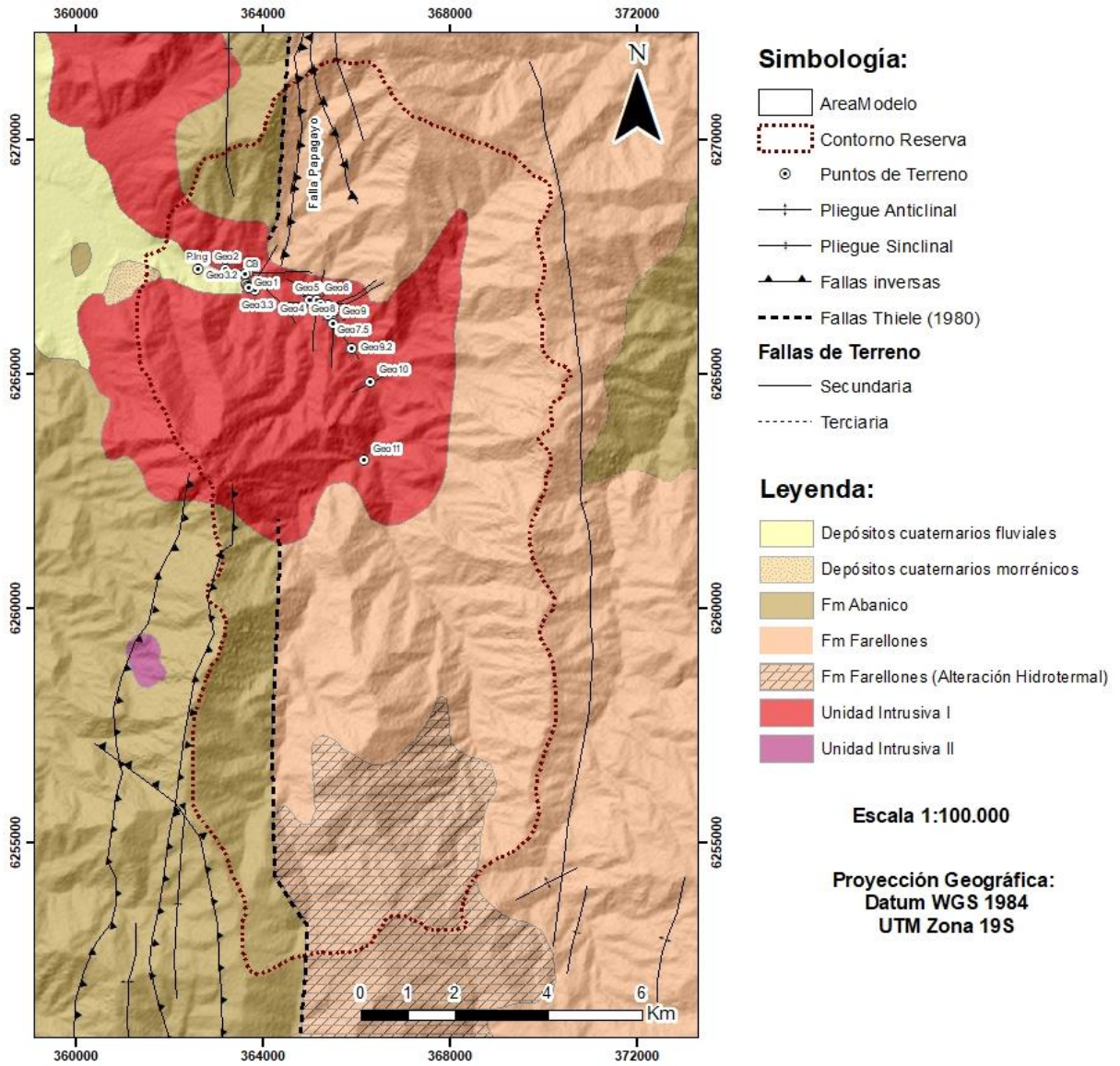


Modelos NCGV



ANEXO 6: Mapas Geológicos

Mapa Geológico de Terreno: Reserva Río Clarillo



Mapa Geológico Reserva Río Clarillo (Marti & Leray *et al.*, 2023)

