



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL

**CONFECCIÓN DE UN MODELO INTEGRADO CON
ANÁLISIS ESTOCÁSTICO DE LA RECARGA: APLICACIÓN
EN LA SUBCUENCA DEL RÍO RAPEL, IV REGIÓN**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

ESTEBAN ANDRÉS VÉLIZ JARA

PROFESOR GUÍA:

JORGE GUARDA AGUIRRE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MIGUEL LAGOS ZUÑIGA

CARLOS ESPINOZA CONTRERAS

SANTIAGO DE CHILE

2018

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Ingeniero Civil
POR: Esteban Andrés Veliz Jara
FECHA: Abril 2018
PROFESOR GUÍA: Jorge Guarda A.

**CONFECCIÓN DE UN MODELO INTEGRADO CON ANÁLISIS ESTOCÁSTICO DE LA
RECARGA: APLICACIÓN EN LA SUBCUENCA DEL RÍO RAPEL, IV REGIÓN**

La recarga a un acuífero constituye una de las principales fuentes de incertidumbre en modelación hidrogeológica, debido a la imposibilidad de ser medida de manera directa, existiendo a la fecha enfoques indirectos para estimarla.

En el presente estudio, se plantea el análisis de ésta variable según un enfoque estocástico, en donde se evalúa la incertidumbre de un modelo hidrológico construido mediante el software GoldSim, de manera que éste genere, mediante simulaciones de Montecarlo, diversas series de recarga posibles las cuales se analizan de manera cualitativa y cuantitativa.

Dichas series se ingresan, entonces, a un modelo hidrogeológico desarrollado en Groundwater Vistas como condición de borde de entrada al sistema, de donde mediante el proceso de calibración se determinan una combinación de parámetros hidrogeológicos para cada caso que mejor calibre los niveles observados, obteniendo así un rango posible para cada parámetro del modelo.

Para ilustrar lo anterior, se confecciona un modelo integrado (hidrológico e hidrogeológico), conectado mediante la recarga, de la subcuenca del río Rapel, IV Región. El análisis estocástico del modelo hidrológico entrega 15 simulaciones (y 15 escenarios de recarga) las cuales, en su calibración hidrogeológica entregan rangos posibles para las conductividades hidráulicas y coeficientes de almacenamiento. Los resultados indican una tendencia a almacenamientos altos (15%) dado posiblemente por la modelación hidrológica de la recarga en términos temporales, mientras que las conductividades hidráulicas calibran en los rangos conceptuales esperados, destacándose zonas ante las cuales el modelo es altamente sensible, como la $kx1$, con una variabilidad entre 50 y 160 m/d, aproximadamente.

Como se mencionó, existen zonas dentro del área de modelación (en general las que cuentan con observaciones) que influyen significativamente en la calibración ($kx1$, $kx8$, $kx5$), en cambio otras presentan una dispersión en la distribución de sus parámetros asociada a una baja o nula incidencia en la calibración final ($kx3$), lo cual da pie a un análisis mucho más detallado en términos estadísticos relativo a la fuente de incertidumbre de la parametrización hidrogeológica.

Finalmente, se observa una fuerte dependencia de la parametrización y la sensibilidad del modelo ante ésta con la recarga media considerada: Dado un rango de recargas medias admisibles entre 533 y 1417 l/s, en general a menor caudal de recarga, mejor es el ajuste global de la calibración, pero al aumentar la recarga aumenta la sensibilidad del ajuste con respecto a los parámetros que controlan la calibración.

Para mi pequeño Leo

Agradecimientos

En un camino tan largo como el universitario (y la vida, en general), siempre hay muchas personas a quien agradecer y mencionar. En primer lugar a mi esposa, quien me aguantó este tiempo cuando las cosas no salían bien y me desanimaba (por no decir otra cosa), me tiró para arriba cada vez y me impulsó a sacar esto adelante de todas las formas posibles. Siempre estaré agradecido por el apoyo que recibí de su parte en ésta etapa. Junto con nuestro hijo maravilloso son el motor de mi vida, lo daría todo por ustedes.

También agradecer a mis padres quienes siempre me dieron su cariño, educación y preocupación, y las herramientas para poder desarrollarme de la mejor manera posible cuando lo necesité. Gracias totales por su incansable esfuerzo, de verdad lo aprecio mucho.

A mis hermanos, familia en general y amigos, que en algún punto de mi vida se preocuparon y apoyaron, mediante consejos o una palabra de aliento (y no solo relativo a la parte académica), para ellos también va un agradecimiento y un enorme abrazo.

No puedo dejar de mencionar en general al equipo de WSP, en donde siempre tuve una recepción amena y donde me he sentido muy cómodo. Muchas gracias a quienes siempre tuvieron la disposición de ayudar cuando estaba medio perdido, sobre todo a Carlos, Gise, Javier, Jorge, Manu, etc. Para todos ellos también va un gran saludo. También a Tomás quien tuvo una enorme disposición cuando surgían dudas.

A Miguel, por darse el tiempo para ayudarme y por tener siempre una gran voluntad para juntarnos a discutir algunos puntos del trabajo.

Si falta alguien por favor tómese la atribución de indicármelo personalmente, y veré una manera adecuada de compensarlo.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1.- Motivación.....	1
1.2.- Objetivos generales.....	2
1.3.- Objetivos específicos.....	2
1.4.- Estructura del Informe	3
2. Revisión bibliográfica.....	4
2.1.- Estudios anteriores relevantes en la zona	4
2.2.- Confección de un modelo	5
2.3.- Investigación y desarrollo de modelos integrados y estado del arte de la modelación con incertidumbre	5
3. Modelo conceptual	8
3.1.- Antecedentes generales	8
3.2.- Geomorfología.....	9
3.3.- Estructura del modelo hidrológico	10
3.4.- Hidrología.....	15
3.5.- Hidrogeología	33
3.6.- Flujos de salida.....	41
3.7.- Riego	44
4. Análisis estocástico.....	48
4.1.- Metodología de calibración y verificación del modelo superficial.....	49
4.2.- Parámetros hidrológicos de calibración	50
4.3.- Calibración	52
4.4.- Análisis estocástico	54
4.5.- Resultados análisis estocástico	56

5. Modelo hidrogeológico	62
5.1.- Aspectos generales	62
5.2.- Construcción del modelo.....	66
5.3.- Metodología de calibración	69
5.4.- Resultados del modelo numérico.....	72
6. Discusión y análisis de resultados	80
6.1.- Modelo conceptual e hidrológico	80
6.2.- Análisis estocástico	86
6.3.- Modelo hidrogeológico.....	86
7. Conclusiones.....	93
8. Bibliografía	95
Anexos	101
Anexo A: Gradientes y factores de Precipitación	101
Anexo B: Gradientes y factores de Temperaturas extremas.....	103
Anexo C: Gráficos de sublimación y derretimiento	108
Anexo D: Análisis Estocástico	109
Anexo E: Parámetros obtenidos del proceso de calibración hidrogeológica.....	111
Anexo F: Sensibilidad normalizada.....	113
Anexo G: Sensibilidad bruta.....	114

Índice de Figuras

Figura 1: Cuenca del río Limarí (subcuenca Rapel en cuadro azul). Fuente; DGA (2015) .8	
Figura 2: Curva hipsométrica subcuenca Rapel9	
Figura 3: Subcuenca y acuífero del rio Rapel 10	
Figura 4: Esquema modelo hidrológico11	
Figura 5: Esquema determinación de datos de precipitación y temperatura diaria para las bandas de elevación del modelo GoldSim 12	
Figura 6: Modelo de embalse lineal. Fuente: Chow et al., (1988) 13	
Figura 7: Esquema de modelación del ruteo con 2 embalses superficiales. Fuente: Gupta et al., (2009) 14	
Figura 8: Isoyetas de precipitación media anual (mm). Fuente: DGA (2008) 15	
Figura 9: Variación estacional en términos de caudal medido para las 3 estaciones representativas de los procesos superficiales en cada subcuenca del río Rapel. 21	
Figura 10: Gráfico de lámina acumulada de evaporación versus el coeficiente adimensional de reducción de la evaporación. Fuente: FAO (2006)28	
Figura 11: Mapa hidrogeológico del acuífero del río Rapel. Modificado de SERPLAC et al. (1979)34	
Figura 12: Limites superficiales del acuífero según lo establecido en el presente trabajo. Se indica la ubicación de las habilitaciones estudiadas y de los pozos de observación a utilizar36	
Figura 13: Zonificación del acuífero realizada en el estudio de CAZALAC y Rodhos (2006). Adaptado de CAZALAC y Rodhos (2006) 37	
Figura 14: Profundidad de niveles observados en los pozos a utilizar en la modelación (eje primario) versus precipitación medida en la estación Rapel (eje secundario) para todo el periodo de registro 40	
Figura 15: Flujo base medio mensual estimado según el método de filtrado digital, período 1985-201542	
Figura 16: Hectáreas regadas en el sector del río Rapel (adaptado de Arrau Ingeniería, 2016)44	
Figura 17: Uso de suelo agrícola en el valle del río Rapel (adaptado de Arrau Ingeniería, 2016)45	

Figura 18: Calibración de prueba del modelo hidrológico. Período 1997-2014.....	53
Figura 19: Box-plot de parámetros normalizados para las 15 calibraciones definidas post-filtro	58
Figura 20: Box-plot de los parámetros de bondad de ajuste (NRMS, coeficiente de correlación) para las 15 simulaciones.	59
Figura 21: Comparación entre el flujo base del filtrado digital y los escenarios de mejor calibración cuantitativa, período 1990-2015	60
Figura 22: Resultado de análisis estocástico sobre la recarga. Probabilidades para las 15 combinaciones filtradas. Período 1990-2003 (superior) y período 2003-2014 (inferior)	61
Figura 23: Límite de modelación del acuífero en Groundwater Vistas, en conjunto con zonificación de parámetros, condiciones de borde y ubicación de los pozos. Celdas en color negro se definen como de “no-flujo”	64
Figura 24: Niveles observados versus simulados pozo AC, para los 3 grupos clasificados según NRMS (en rojo mejor NRMS, en azul NRMS medio, en verde peor NRMS)	74
Figura 25: Niveles observados versus simulados pozo AS, para los 3 grupos clasificados según NRMS (en rojo mejor NRMS, en azul NRMS medio, en verde peor NRMS)	76
Figura 26: Box-plot de las conductividades horizontales calibradas en las 8 zonas definidas	78
Figura 27: Box-plot de los almacenamientos de acuífero libre calibrados en las 8 zonas definidas	79
Figura 28: Comparación gradiente promedio calculado para junio versus gradiente para el mes de junio 2011	82
Figura 29: Sensibilidad bruta versus recarga media para kx_1 y kx_2	90
Figura 30: Comparación Recarga media vs Error relativo de la calibración de los pozos	91
Figura 31: Comparación Recarga media vs NRMS	92
Figura 32: Comparación Flujo pasante modelo GoldSim y GWV para cada serie.....	92
Figura 33: Gradientes de la precipitación (mm) versus cota topográfica (msnm) para cada mes.....	102
Figura 34: Factores de Precipitación para cada mes	102
Figura 35: Gradientes de temperatura promedio mínima (°C) versus la cota (ksnm) para cada mes	104

Figura 36: Factores de Temperatura mínima para cada mes.....	105
Figura 37: Gradientes de temperatura promedio máxima (°C) versus la cota (ksnm) para cada mes (considerar envolvente de los ajustes).....	107
Figura 38: Factores de Temperatura máxima para cada mes	107
Figura 39: Sublimación simulada en el periodo 1990-2014 para la calibración de verificación. Leyenda indica banda de elevación.....	108
Figura 40: Derretimiento simulado en el periodo 1990-2014 para la calibración de verificación. Leyenda indica banda de elevación.....	108
Figura 41: Parámetros hidrológicos obtenidos del análisis estocástico, para cada una de las 15 series. Se incluyen parámetros de filtro en cada caso.....	109
Figura 42: Distribución probabilística del caudal simulado del Método de Montecarlo (filtrado a 15 series).....	110
Figura 43: Detalle de parámetros de calibración calculados por PEST para las 15 realizaciones, y estadísticos asociados.....	112
Figura 44: Sensibilidad normalizada de cada parámetro, para cada simulación. Se indica también la sensibilidad promedio de cada parámetro	113
Figura 45: Sensibilidad bruta de cada parámetro versus la recarga media (l/s)	114
Figura 46: Sensibilidad bruta de las conductividades horizontales versus recarga media (l/s)	114
Figura 47: Sensibilidad bruta de los almacenamientos de acuífero libre versus recarga media (l/s)	115

Índice de tablas

Tabla 1: Información de estaciones meteorológicas con registros de precipitación. En cursiva se destacan las utilizadas en la modelación.	16
Tabla 2: Información de estaciones fluviométricas en la subcuenca Rapel.....	20
Tabla 3: Estaciones meteorológicas con información de temperaturas extremas. En cursiva se destacan las estaciones utilizadas en la modelación	22
Tabla 4: Cálculo de la radiación solar media mensual según la fórmula de Angstrom e información de la DMC	26
Tabla 5: Resultados del proceso de calibración del modelo realizado por CAZALAC y Rodhos (2006) para el almacenamiento y la conductividad horizontal según la zonificación definida	36
Tabla 6: Catastro de pozos con información de niveles observados en la zona de estudio	39
Tabla 7: Cantidad de registro de niveles por año para cada pozo	39
Tabla 8: Coeficientes de cultivo para los cultivos presentes en la zona. Coeficiente promedio ponderado por el área aportante de los cultivos promedio mensual.	46
Tabla 9: Rango de parámetros del modelo hidrológico en GoldSim	50
Tabla 10: Parámetros ajustados para calibración de prueba	53
Tabla 11: Rango de parámetros para la modelación estocástica del modelo	56
Tabla 12: Rangos de parámetros utilizados para la calibración de los parámetros hidrogeológicos	68
Tabla 13: Índices de ajuste de la calibración para cada simulación	76
Tabla 14: Coeficientes de correlación r^2 de cada pozo	77

1. Introducción

1.1.- Motivación

Los fenómenos asociados al ciclo hidrológico superficial están, en general, bien determinados en cuanto a su comportamiento. El suelo, por otro lado, es un actor importante pues toma parte de diversos procesos de balance y transporte del agua. De lo anterior nace la necesidad de poder modelar estos procesos de manera adecuada, lo cual en general se realiza para poder predecir escenarios futuros de disponibilidad en función de la información disponible.

Por otra parte, no debe obviarse dentro de la modelación el hecho de que existen parámetros con un nivel alto de incertidumbre, la cual suele desaparecer artificialmente en el proceso de calibración, en donde se determina una combinación de parámetros que mejor ajusta el modelo con alguna variable observada en el sistema, según ciertos criterios establecidos de calibración. Si bien ésta metodología es ampliamente aceptada, debe tenerse presente que al sobreparametrizar un modelo se puede incurrir en problemas de no unicidad (SEA, 2012), vale decir, que existan diversas combinaciones de parámetros que entreguen el mismo resultado (o resultados similares) en el modelo. Esto guarda relación con el óptimo de Pareto, debido a que se tienen múltiples combinaciones que permiten, por ejemplo, generar cierto índice de eficiencia buscado para la calibración.

En ésta misma línea, se reconoce la necesidad de la elaboración de modelos que integren el comportamiento superficial y subterráneo. Una práctica común en la confección de estos modelos es integrar la recarga del modelo superficial dentro del modelo hidrogeológico. Romero (2009), por ejemplo, realizó un análisis del acuífero del río Elqui según un modelo hidrogeológico de la DGA. Pino et al. (2017), por otra parte, realizaron un modelo basado en aspectos físicos e integrado de recarga en eventos de crecida torrencial para una zona árida del Norte de Chile utilizando el software HydroGeoSphere.

En virtud de los aspectos señalados previamente, parece un paso apropiado considerar ambos aspectos dentro de la modelación: integración de los procesos superficiales y subterráneos considerando incertidumbre de los parámetros que definen el comportamiento del sistema. Jyrkama y Sykes (2006) generaron un avance investigativo en este contexto, proponiendo una metodología de análisis de incertidumbre de la recarga a un sistema acuífero de Nueva Jersey, EE.UU. Joodavi et al. (2017) también propuso un estudio basado en una recarga estocástica, pero incluyendo la variabilidad de ésta implícitamente en el modelo realizado para el análisis.

En base a lo anterior, el presente trabajo de título busca evaluar el efecto de la incertidumbre de la recarga en el acuífero para un caso de estudio, correspondiente a un sistema hidrogeológico ubicado en la región de Coquimbo, asociado a la subcuenca del río Rapel.

Para poder establecer la incertidumbre en la recarga, se genera un modelo hidrológico para la subcuenca, en donde los parámetros hidrológicos a los cuales se les considere con mayor incerteza, son sometidos al método de Montecarlo, asumiéndolos como variables aleatorias. Se reduce el espacio muestral mediante criterios apropiados, determinando un número acotado de simulaciones, de las cuales se obtienen series temporales de recarga.

Éstas son finalmente ingresadas al modelo hidrogeológico como condiciones de borde del sistema. Con ello, se evalúa el impacto de éstas series en la calibración de las zonas hidrogeológicas del acuífero, obteniendo rangos posibles de los parámetros hidráulicos.

1.2.- Objetivos generales

Confección de un modelo superficial y subterráneo integrado mediante la recarga de la subcuenca del río Rapel, IV Región de Coquimbo, que considere la generación de diversas series de recarga al sistema hidrogeológico en base a criterios de ajuste apropiados, las cuales determinarán rangos posibles para los parámetros hidráulicos del acuífero en el proceso de calibración del modelo numérico subterráneo.

1.3.- Objetivos específicos

Los objetivos específicos del trabajo de título se definen como sigue:

- 1.- Confección del modelo conceptual de la subcuenca, en términos hidrológicos e hidrogeológicos, determinando todas las variables de relevancia e identificando los procesos relevantes para la modelación.
- 2.- Construcción de los modelos numéricos superficial y subterráneo, en los software GoldSim y la GUI de MODFLOW, Groundwater Vistas, respectivamente.
- 3.- Realización de un análisis estocástico de los parámetros hidrológicos según el Método de Montecarlo utilizando el modelo GoldSim.

4.- Calibración del modelo hidrogeológico para cada serie de recarga en régimen transiente. Obtención de un rango espacial probable de los parámetros hidráulicos del sistema hidrogeológico.

1.4.- Estructura del Informe

El presente informe se organiza en sus contenidos según se indica:

En el Capítulo 2, se detalla la revisión bibliográfica que motiva el estudio de diversos aspectos relativos a los objetivos generales del trabajo, además de estudios anteriores realizados en la zona de aplicación del modelo.

En el Capítulo 3, se indica la estructura del modelo hidrológico y se describen las variables relevantes a la confección del modelo conceptual de la zona, en cuanto se mencionan aspectos hidrometeorológicos, hidrogeológicos, conceptualización de procesos y elección de la metodología de modelación de los mismos.

En el Capítulo 4, se mencionan los aspectos relevantes al modelo numérico hidrológico, asociados a la verificación del correcto funcionamiento del mismo y la entrega de resultados aceptables mediante una calibración de prueba. En base a ello, se indica la metodología a utilizar en el desarrollo del análisis estocástico de los parámetros hidrológicos, y la manera de filtrar el espacio muestral para obtener una cantidad de series de recarga representativas del modelo.

En el Capítulo 5, se detalla la confección del modelo hidrogeológico en Groundwater Vistas, la determinación de condiciones de borde, zonas hidrogeológicas, etc. Posteriormente, se describe el proceso de calibración del modelo mediante el software de calibración asistida PEST, y se determinan las distribuciones espaciales y probabilísticas de los parámetros hidrogeológicos según los diversos escenarios de recarga.

En el Capítulo 6, se realiza el análisis de los resultados obtenidos en el desarrollo del trabajo, como también de las consideraciones realizadas en la confección del mismo y su grado de afectación en los resultados y una comparación con lo esperado del modelo conceptual, en base a lo cual se concluye en el Capítulo 7 y se establecen lineamientos para un posterior análisis de los resultados obtenidos, asociado a la confiabilidad de los parámetros, la sensibilidad de la calibración frente a variaciones de éstos, entre otros.

2. Revisión bibliográfica

Para contextualizar el desarrollo de la presente memoria, se discuten brevemente los antecedentes existentes en relación a tres ejes principales: Estudios anteriores en la zona de interés en la cual se pretende realizar el modelo, consideraciones importantes para la confección de un modelo, e investigación asociada a como se han construido y conceptualizado modelos integrados en los últimos años, además de estudios en los que se haya analizado la implicancia de un análisis estocástico sobre la recarga al sistema hidrogeológico.

2.1.- Estudios anteriores relevantes en la zona

La cuenca del Limarí cuenta con bastantes estudios previos, de diversa índole. La DGA, por ejemplo, emitió un informe técnico el año 2008 denominado “Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del Limarí” (DGA, 2008) cuyo objetivo es establecer medidas de disponibilidad del recurso de manera general en las distintas subcuencas existentes en Limarí. Como información importante en términos estimativos para el presente documento, se determinan recargas medias para diversos sectores de la cuenca, en particular la zona del río Rapel, en la cual se estima una recarga de aproximadamente 130 l/s., bajo el supuesto de que el riego no es relevante en la zona.

CAZALAC y Rodhos (2006) realizaron una aplicación de metodologías asociadas a determinar la eficiencia del uso del agua en la región de Coquimbo. Para ello, se confeccionó un modelo hidrológico para cada macrocuenca (Elqui, Limarí, Choapa) a partir del modelo MAGIC, generado por la DGA, el cual es un modelo de balance de simulación integrada superficial y subterránea, en donde el sistema hídrico se representa por las cuencas aportantes, cauces, acuíferos y sectores de riego, entre otros. Se calibran, por ejemplo, conductividades de 3 zonas definidas en la modelación, las cuales van desde los 118 m/d hasta los 197 m/d, para un espesor de 15 m de acuífero, mientras que el almacenamiento se calibra entre 8 y 14%. Se estima una recarga promedio neta para la cuenca de 250 l/s (CAZALAC y Rodhos, 2006). Luego, Rodhos (2014) realiza un modelo WEAP de gestión, basado en lo obtenido en el estudio de 2006 con las actualizaciones correspondientes, entregando, por ejemplo, una recarga neta promedio de 74 l/s.

Uno de los aspectos relevantes de los estudios mencionados, es que al tener como objetivo la gestión del recurso, plantean un modelo integrado que considera los procesos superficiales y subterráneos.

Por otra parte, se tiene también un modelo hidrogeológico en la cuenca del Limarí (GCF Ingenieros, 2015), el cual enfocó su estudio en solo algunas zonas de interés hidrogeológico, dentro de las cuales destaca la zona comprendida en el río Grande, desde

Tulahuén hasta Montepatria, puesto que este acuífero se conecta aguas abajo con el acuífero del río Rapel, con el cual comparte similitudes en su composición geológica y geomorfológica, ya que al igual que el acuífero del Rapel, éste se caracteriza por ser un acuífero estrecho, con un bajo volumen de almacenamiento. Éste modelo hidrogeológico se realiza con el software Visual MODFLOW, similar al que se pretende conseguir en la presente memoria, de manera que su metodología en términos de la definición del modelo y calibración de este, entre otros, servirá como una guía a observar y analizar por el autor. La cuenca del Choapa (inmediatamente al sur de Limarí), también presenta un modelo hidrogeológico (Hidrogestión, 2016), el cual también se considerará en términos de las similitudes existentes con el acuífero del Rapel.

2.2.- Confección de un modelo

En términos del modelo hidrológico y subterráneo a realizar, la guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en el SEIA (SEA, 2012) tiene como objetivo entregar criterios útiles para la elaboración del modelo en sus distintas etapas, mejorando el nivel de confianza de los resultados que de él se obtengan. Con esto en consideración, se busca generar un modelo cuya extensión y complejidad sean compatibles con los alcances de la presente memoria. Middlemis (2002) establece que un modelo de complejidad media, tiene una duración en su confección que varía entre 1 y 6 meses, en donde sus objetivos principales son, entre otros, determinar la respuesta a un fenómeno en particular y predecir impactos, generando suposiciones conservadoras cuando no existan datos, todo lo anterior bajo una resolución numérica.

Siguiendo lo descrito en la guía del SEA, se menciona que un modelo conceptual robusto se debe desarrollar en base al principio de parsimonia, que se refiere a un equilibrio entre los objetivos de la modelación y el nivel de detalle considerado. Esto último es fuertemente valorado en el análisis previo a la realización y construcción del modelo, de manera de comprender correctamente las limitaciones que éste tendrá en base al alcance que se plantea en el presente estudio. En esta línea, y dado que se realizará un análisis sobre parámetros a los que se les entregara un grado de libertad (parámetros hidrológicos, hidrogeológicos) es muy importante una correcta selección de estos, dado que el objetivo del trabajo es justamente evidenciar el problema asociado a la incertidumbre de la recarga y su implicancia en la no unicidad del proceso de calibración en el modelo hidrogeológico.

2.3.- Investigación y desarrollo de modelos integrados y estado del arte de la modelación con incertidumbre

En la sección 2.1 se mencionó la utilización del modelo de simulación integrada MAGIC, en el estudio de CAZALAC y Rodhos (2006) y el de Rodhos (2014). MAGIC (Modelación analítica, genérica e integrada de cuencas) es un software creado por la DGA el año 2003

(con posteriores actualizaciones) con una programación orientada a objetos. MAGIC considera la interacción del sistema superficial con el sistema subterráneo, vinculando las percolaciones de los objetos superficiales con las recargas hacia el sistema subterráneo, y los afloramientos de los acuíferos con los caudales afluentes a algún objeto superficial (DGA, 2005). El sustento teórico de esta modelación es considerar al acuífero como un embalse subterráneo, aplicando la ecuación de continuidad y la ley de Darcy. Para ello, cuenta con una base de datos de información de entrada, la cual, para dar un contexto del documento del 2005, consta de 43 tablas, asociadas a diversas variables del modelo. A su vez, los resultados de salida son archivos tipo Excel, entre otros. El paso de tiempo, por otra parte, es limitado a nivel mensual.

Romero (2009) aborda el manejo conjunto de los recursos hídricos superficiales y subterráneos de la cuenca del río Elqui, mediante la respuesta del acuífero frente a escenarios de demanda en el valle. Para ello, también utiliza un modelo MAGIC, en conjunto con un modelo subterráneo implementado en Visual MODFLOW, el cual es calibrado en régimen transiente. Dadas las limitaciones mencionadas del modelo superficial, se tiene un paso de tiempo a nivel mensual. Esto en términos hidrológicos es una condición que puede afectar la precisión de los cálculos, dado que existen procesos hidrológicos y meteorológicos que se desarrollan en una escala temporal mucho menor.

En una línea investigativa mucho más teórica, Pino et al. (2017) realiza un modelo de recarga en eventos de crecida torrencial, basado en aspectos físicos e integrado, para un acuífero aluvial fluvial del Valle de Azapa, ubicado en las cercanías de la ciudad de Arica, Norte de Chile. Este tipo de eventos extremos de tormenta constituyen la principal fuente de recarga para dicho acuífero y muchos similares en otras áreas áridas del mundo. Para la interacción entre los sistemas superficial y subterráneo se utiliza una modelación de flujo variablemente saturado. El modelo que fue utilizado se denomina HydroGeoSphere (HGS). Este modelo permite modelar gran parte del ciclo hidrológico de una manera física (conservación de masa, energía y momentum). Hydrogeosphere resuelve simultáneamente las ecuaciones de Saint-Venant para el flujo superficial y la ecuación de difusión de humedad de Richards para el subsuelo. El acoplamiento lo hace por continuidad de presiones o carga en la interfaz, o con un coeficiente de intercambio (Pino et al., 2017). Claramente, éste modelo se utilizará como una referencia de algunos procesos relevantes, sin embargo, escapa de los alcances del modelo integrado a realizar en términos de la consideración de un análisis a nivel de flujo no saturado.

Jyrkama y Sykes (2006) entregan una línea investigativa que, además de considerar un modelo integrado mediante la recarga, le dan a ésta última una componente aleatoria en cuanto representa una variable con un alto grado de incertidumbre. Para ello, se aplica el método FORM (First Order Reliability Method) el cual se integra al código de MODFLOW para estudiar la influencia de la recarga en la solución de flujo del sistema hidrogeológico. En este caso, todos los parámetros del sistema fueron considerados como determinísticos a excepción de la recarga, la cual se asumió con una distribución log normal. Una de las conclusiones relevantes de este trabajo subyace en el comportamiento de los gradientes

de flujo del sistema. Se observó que los resultados del gradiente piezométrico fueron insensibles a la recarga, lo que indica una importante debilidad asociada a la costumbre en modelación de calibrar la recarga, lo cual según este resultado carecería de sentido numérico.

En los últimos años, la integración de un análisis estocástico y su efecto en diversos aspectos de la modelación ha tomado especial interés en el campo de la investigación. Se han generado modelos teóricos que, por ejemplo, consideran la incertidumbre implícitamente (Joodavi et al., 2017), como también la realización de un análisis de la confiabilidad de un modelo en cuanto a su capacidad predictiva (Zammouri y Ribeiro, 2017). Esto último da cuenta de la necesidad actual de poder entender de mejor manera el cómo enfocar la modelación a un punto en el que se pueda dar algún grado de certeza a las simulaciones predictivas, entendiendo la relevancia que estas tienen en cuanto afectan considerablemente la toma de decisiones relativa al manejo del recurso, público o privado.

3. Modelo conceptual

3.1.- Antecedentes generales

El río Rapel se ubica en la macrocuenca hidrográfica del Limarí, IV Región de Coquimbo, Chile. La superficie total de esta cuenca es de 11680 (km^2) y se ubica aproximadamente entre los $30^{\circ} 12'$ y $31^{\circ} 23'$ de Latitud Sur y $71^{\circ} 43'$ y $70^{\circ} 11'$ de Latitud Oeste. En términos administrativos, pertenece a la provincia de Limarí, la cual se subdivide en las comunas de Combarbalá, Ovalle, Monte Patria, Punitaqui y Río Hurtado.

En particular, el análisis que motiva el presente estudio se centra en la subcuenca del río Rapel, ubicada aguas arriba de la confluencia del río del mismo nombre con el río Grande, como se observa en la Figura 1. En el esquema también se pueden identificar las estaciones fluviométricas (en rojo) y meteorológicas (en azul) vigentes a la fecha de emisión del documento señalado (DGA, 2015).

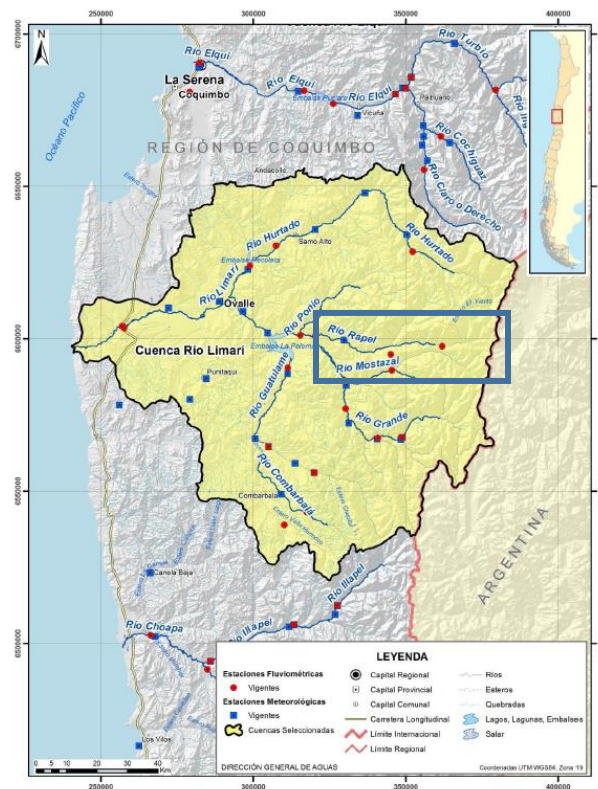


Figura 1: Cuenca del río Limarí (subcuenca Rapel en cuadro azul). Fuente; DGA (2015)

3.2.- Geomorfología

3.2.1.- Aspectos generales

La subcuenca del río Rapel tiene una superficie de aproximadamente 823.6 km^2 , la cual se divide en 3 microcuencas según lo establecido por el BNA (Banco Nacional de Aguas) en los archivos tipo shape de subsubcuencas (obtenido del inventario público de cuencas hidrográficas): Río Los Molles en junta río Paloma (cuenca Los Molles), Río Rapel entre río Paloma y río Grande (cuenca Rapel) y río Paloma (cuenca Paloma).

La subcuenca tiene una cota mínima de 477 msnm y una cota máxima de 4835 msnm. Presenta una pendiente media de 49%, asociada principalmente a los sectores de alta montaña, dada la ubicación de la cuenca. Estos datos fueron obtenidos del análisis del archivo raster de elevación de la zona descargado del ASTER GDEM de la NASA, mediante el software GRASS. A partir de lo anterior, se obtuvo la curva hipsométrica de la subcuenca del río Rapel (Figura 2), la cual será de gran interés en el desarrollo del modelo hidrológico.

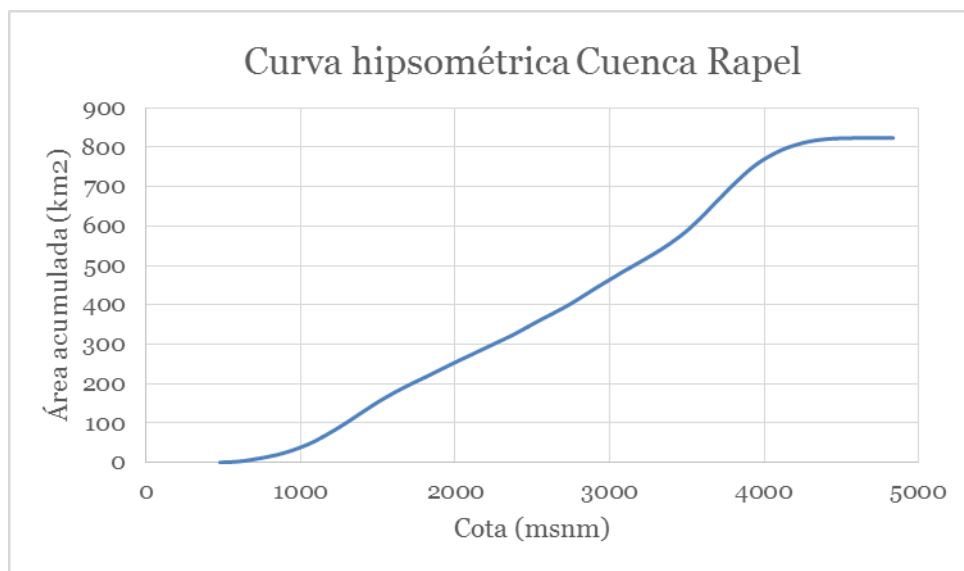


Figura 2: Curva hipsométrica subcuenca Rapel

Una de las características geomorfológicas relevantes de la zona son sus valles angostos, lo cual da origen a acuíferos estrechos y alargados, en general de bajo volumen de almacenamiento, sensibles a la hidrología, como se puede observar en la Figura 3.

3.2.2.- Topografía

Del archivo raster de elevación se obtiene la topografía del lugar, la cual será de gran utilidad para la construcción de la grilla del modelo numérico hidrogeológico. En particular, mediante herramientas de QGis se generó un archivo con múltiples coordenadas XYZ, el cual fue cargado al software Surfer, entregando un archivo tipo grid, importable al programa Groundwater Vistas.

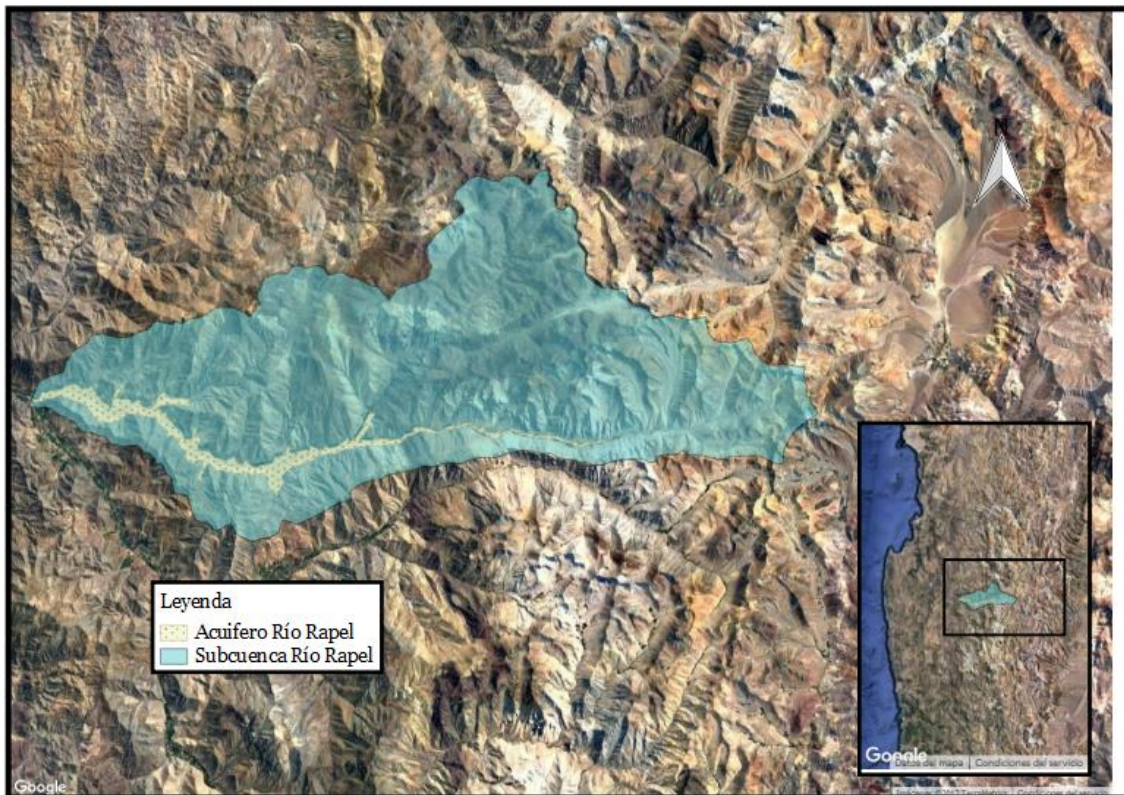


Figura 3: Subcuenca y acuífero del río Rapel

3.3.- Estructura del modelo hidrológico

El modelo hidrológico se basará en el esquema de la Figura 4, el cual será implementado en el software comercial GoldSim. El área total de la cuenca será dividida en bandas de elevación, donde se tomarán bandas cada 200 m de cota, en las cuales se calcularán los aportes al acuífero o a la escorrentía según se muestra en el esquema.

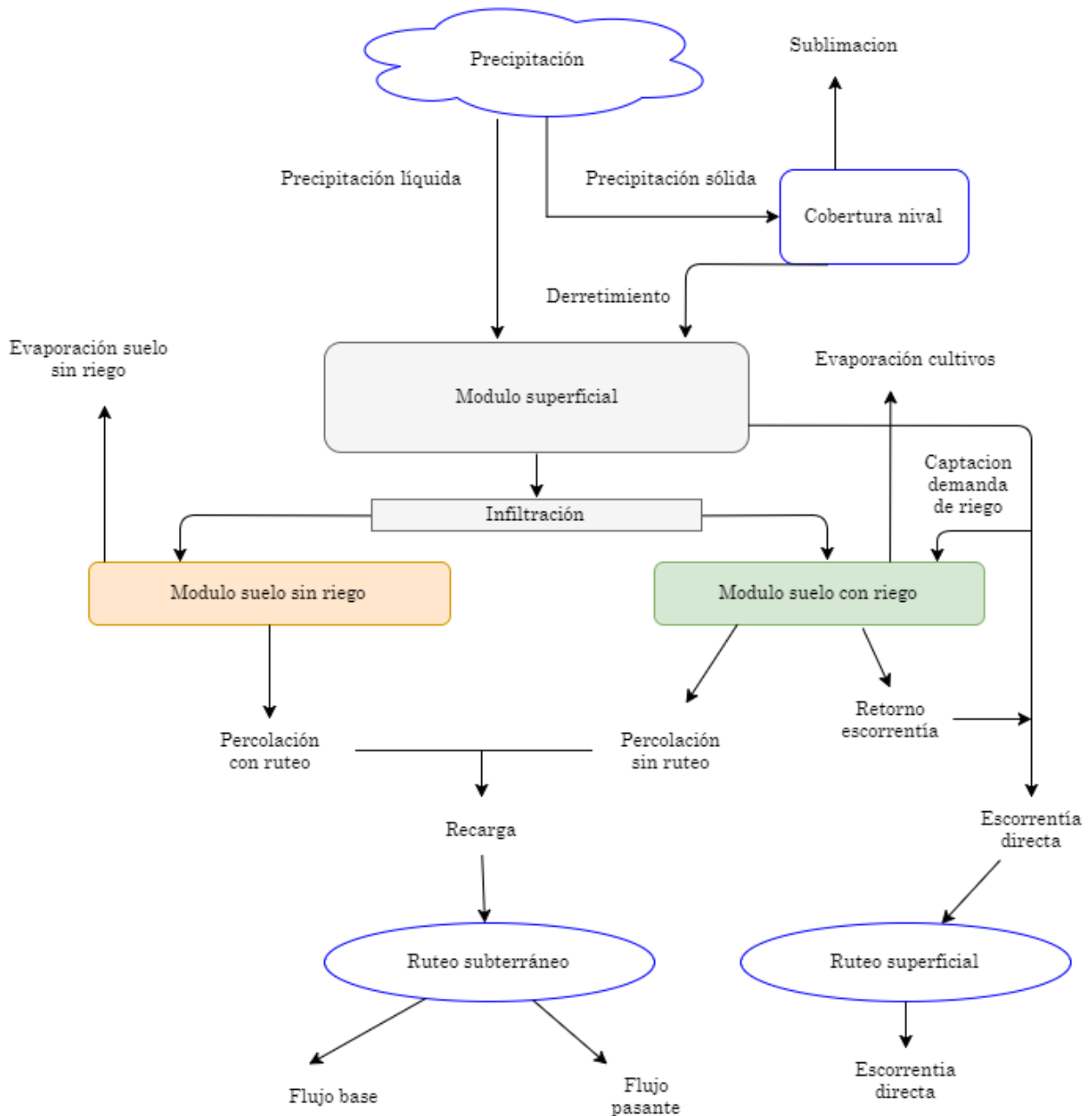


Figura 4: Esquema modelo hidrológico

Los inputs meteorológicos al modelo son la precipitación diaria y las temperaturas extremas (mínima y máxima) diarias, las cuales se considera que controlan distintos procesos tales como la evaporación y el derretimiento de la cobertura nival así como la formación de precipitación sólida. Luego, para que cada banda de elevación tenga asociadas series temporales de precipitación y temperatura, se procede como sigue: se determina la estación meteorológica con mejor resolución de datos a nivel diario en la

zona de estudio para cada variable (pudiendo encontrarse fuera de la cuenca, pero con un comportamiento meteorológico que sea similar) y en base a esta se determinan factores que transformen la precipitación y temperatura registrada para cada banda de elevación del modelo. Esto último se consigue mediante gradientes promedio mensuales con la altura, para la precipitación y la temperatura. En la Figura 5 se ilustra lo descrito, mientras que el detalle de la metodología de obtención de estos gradientes y factores se describirá en las secciones pertinentes.

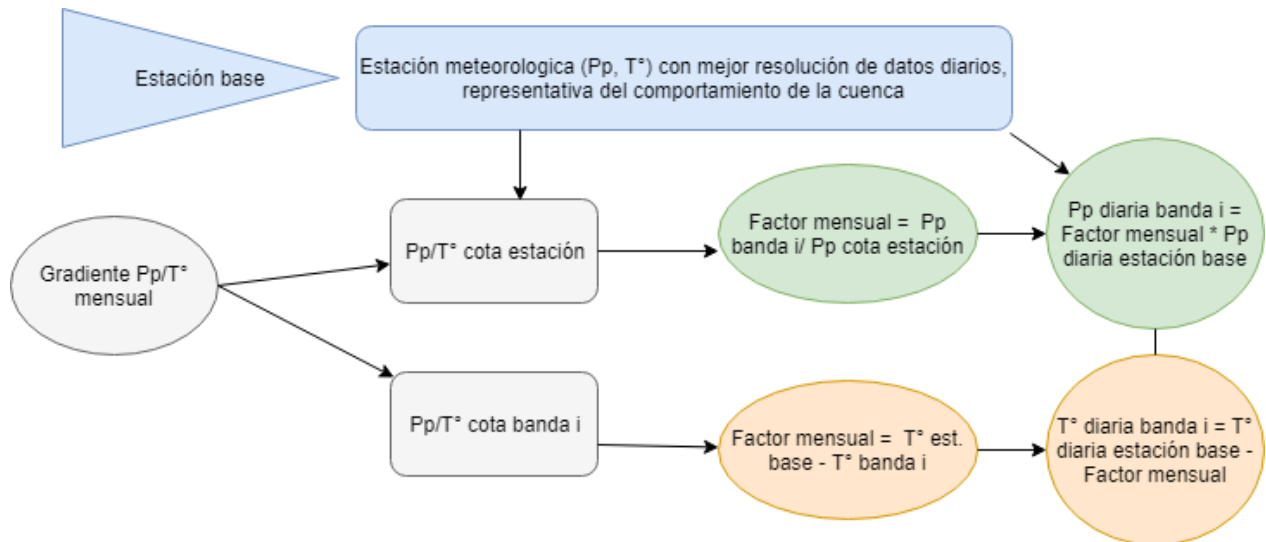


Figura 5: Esquema determinación de datos de precipitación y temperatura diaria para las bandas de elevación del modelo GoldSim

3.3.1.- Módulo superficial

El módulo superficial, en términos prácticos, se ocupa de separar la escorrentía de la infiltración. Se observa que como entrada se tiene el derretimiento de la cobertura nival, o la precipitación directa, entendiendo que estos son procesos mutuamente excluyentes (si hay derretimiento, existe cobertura nival y por ende, no hay aporte de precipitación líquida al módulo en la banda de elevación, generando escorrentía), mientras que la salida del módulo viene dada por la infiltración al suelo, y la generación de escorrentía directa. Esta separación se consigue mediante la consideración del método Curva Número del SCS (Soil Conservation Service), cuyo detalle en cuanto a parametrización se mencionará en la sección pertinente.

3.3.2.- Módulo suelo

De la dinámica del almacenamiento asociado al módulo suelo se puede observar que la entrada corresponde únicamente a la infiltración calculada del módulo superficial, mientras que las salidas están dadas por la percolación total y la evaporación total, las cuales son estimadas mediante la conductividad vertical promedio y la evaporación del cultivo ET_c según la metodología de la FAO (2006), la cual calcula un coeficiente que se aplica sobre la evaporación potencial.

Cabe señalar que, para modelar este almacenamiento, se utiliza un elemento de almacenamiento de GoldSim que funciona como un estanque, el cual considera las salidas potenciales desde el módulo, y en base a esto se define la cantidad de salida real. Este proceso se detalla en la sección 3.4.7.

3.3.3.- Módulo de ruteo de crecidas

Para la cuantificación del ruteo de crecidas (o tránsito de crecidas) asociadas a la determinación de la recarga por percolación profunda al acuífero, al flujo base y a la escorrentía directa, se considera un modelo similar al de embalse lineal (Chow et al., 1988), el cual se ejemplifica en la Figura 6, donde al realizar este supuesto los hidrogramas comienzan a presentar un leve desfase en la ocurrencia del peak asociado al forzante (precipitación, percolación, etc). En efecto, esta conceptualización es utilizada y es descrita en el manual hidrológico técnico de la USACE (2000), en donde se detalla la metodología conceptual usual de ruteo de forzantes hidrológicas puntuales para modelar procesos físicos. Gupta et al. (2009), en la misma línea, utiliza 2 embalses lineales para la determinación del ruteo de crecidas superficial y subterránea (Figura 7).

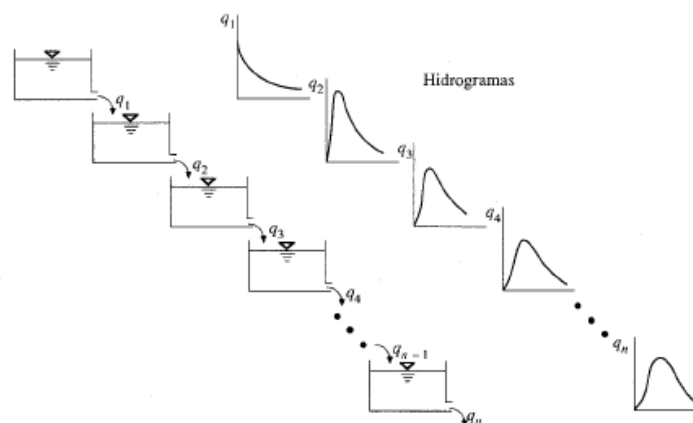


Figura 6: Modelo de embalse lineal. Fuente: Chow et al., (1988)

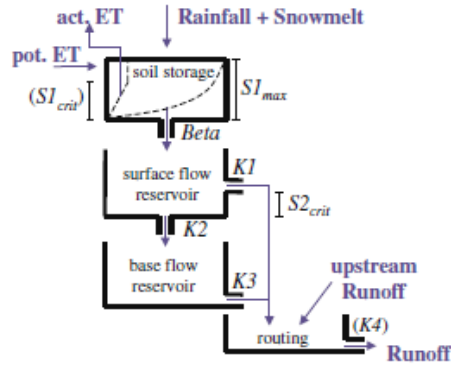


Figura 7: Esquema de modelación del ruteo con 2 embalses superficiales. Fuente: Gupta et al., (2009)

Chow et al. (1994) establece que un embalse lineal se describe según la siguiente ecuación:

$$S = kQ$$

Donde S es el almacenamiento del embalse [L^3], Q es el caudal de salida de éste [$\frac{L^3}{T}$] y k es el coeficiente de ruteo o constante de almacenamiento, con unidades de [T^{-1}]. De esta manera, se puede estimar el caudal de salida como $Q = S/k$. El presente modelo, entonces, sigue la línea de Gupta et al. (2009) y lo establecido por la USACE (2000), considerando un embalse lineal para el sistema superficial y uno para el embalse subterráneo, cada uno con un k_{sup} y k_{subt} , los cuales son calibrados para el proceso de verificación del funcionamiento del modelo y luego simulados estocásticamente. Por otro lado, se considera parametrizar el ruteo del proceso de flujo en la zona no saturada con un embalse que represente dicho proceso de percolación profunda, con un coeficiente $k_{percolacion}$.

Como consecuencia de esto, se obtiene la escorrentía directa simulada por el modelo para el ruteo superficial, mientras que del ruteo sobre la percolación se obtiene la recarga efectiva al sistema subterráneo, cuyos valores representan la entrada al ruteo subterráneo, de donde se obtiene el flujo base simulado, así caracterizando todo el proceso de precipitación-escorrentía-recarga del sistema hidrológico superficial.

De las estaciones que existen en la totalidad de la cuenca del Limarí, solo 2 de ellas se encuentran dentro de la cuenca en estudio; Rapel (activa) y Los Molles Bocatoma (inactiva). En la Tabla 1 se pueden observar los datos relevantes de éstas y otras estaciones cercanas y similares en términos de cota topográfica.

Tabla 1: Información de estaciones meteorológicas con registros de precipitación. En cursiva se destacan las utilizadas en la modelación.

Estación	Código BNA	UTM		Cota (msnm)	Registro
		Este	Norte		
<i>Paloma Embalse</i>	<i>04540006-9</i>	<i>304978</i>	<i>6602287</i>	<i>320</i>	<i>(1943-)</i>
<i>El Tome</i>	<i>04537003-8</i>	<i>311496</i>	<i>6588881</i>	<i>420</i>	<i>(1966-)</i>
Puntilla San Juan	04523004-K	316326	6601747	430	(1965-1978)
Montepatria	04524001-0	312181	6602908	445	(1970-1988)
<i>Caren</i>	<i>04513004-5</i>	<i>331059</i>	<i>6585635</i>	<i>740</i>	<i>(1945-)</i>
<i>Cogotí Embalse</i>	<i>04535001-0</i>	<i>301083</i>	<i>6568484</i>	<i>740</i>	<i>(1936-)</i>
<i>Cogotí 18</i>	<i>04531003-5</i>	<i>313978</i>	<i>6559476</i>	<i>840</i>	<i>(1943-)</i>
<i>Rapel</i>	<i>04522003-6</i>	<i>330826</i>	<i>6600415</i>	<i>862</i>	<i>(1969-)</i>
Pedregal	04515005-4	337435	6585734	880	(1968-1990)
<i>Tulahuen</i>	<i>04513003-7</i>	<i>334535</i>	<i>6567210</i>	<i>1020</i>	<i>(1949-)</i>
Tascadero	04512002-3	340924	6567461	1230	(1961-)
Ramadilla	04515007-0	343865	6582134	1250	(1938-1965)
El Maitén	04515004-6	348515	6591440	1350	(1960-1975)
<i>Las Ramadas</i>	<i>04511003-6</i>	<i>350447</i>	<i>6567446</i>	<i>1380</i>	<i>(1943-)</i>
Pabellón	04501003-1	350683	6634584	1920	(1968-)
Los Molles Bocatoma	04520005-1	348410	6598830	2543	(1984-1992)

En base a los registros de las estaciones pluviométricas, se busca construir un gradiente de precipitaciones con la cota topográfica, según lo señalado en la sección 3.3. Este gradiente se determina a escala mensual, en base a las precipitaciones medias mensuales de las estaciones a considerar para estos efectos.

Como se puede observar de la Tabla 1, la estación Los Molles Bocatoma tiene solo 8 años de registro, los cuales se presentan muy incompletos (años con 3-4 valores mensuales, etc.) de manera que el uso de esta estación en el análisis no es adecuado (a excepción de un caso puntual, como será mencionado más adelante), a pesar de encontrarse en la zona de interés representando la precipitación en la zona alta de la cuenca. Por otra parte la estación Pabellón, si bien posee amplio registro de precipitaciones y una cota alta en comparación a las demás estaciones, presenta una precipitación media anual menor a estaciones con cota topográfica menor, lo que impide su uso para la confección de un gradiente de precipitaciones con la altura. Esto debido a su ubicación, pues dicha estación se encuentra en la subcuenca del río Hurtado, al Norte de la subcuenca del río Rapel. Del mapa de isoyetas (Figura 8), se puede identificar un gradiente de precipitaciones decreciente hacia el norte, lo cual hace de esta estación poco representativa para el gradiente a realizar.

Para el cálculo de las precipitaciones medias mensuales y la confección de un gradiente de la precipitación con la altura, se deben rellenar los datos mensuales (en caso de ser necesario) con información faltante en el periodo de interés. Para ello, se determina utilizar el método de regresión lineal simple, el cual requiere establecer una correlación lineal entre una estación denominada patrón y la estación con datos faltantes, mediante una ecuación lineal del tipo $y = ax + b$ (Pizarro et al., 2009), donde la estación patrón es la asociada al eje x, de modo que el ajuste lineal permite estimar el dato faltante. Para ello, se deben tomar períodos coincidentes en términos temporales entre las estaciones en análisis.

En términos estadísticos, el coeficiente de correlación R varía entre -1 y 1, donde el valor 0 indica que las estaciones tienen correlación nula, mientras que si R tiene valor -1 o 1 se tiene correlación total. Para determinar si una correlación es de buena calidad o no, se utilizará el criterio establecido por Pizarro (Pizarro et al., 1993), el cual indica que es hidrológicamente aceptable un valor para el coeficiente $R > 0.8$, en donde se considera que solo tiene sentido la correlación que respete el gradiente de precipitación orográfica. Cabe destacar que las correlaciones a realizar comprenderán una escala mensual (precipitación acumulada mensual).

Una observación importante es la asociada a los datos de precipitación nula. En los casos en que la estación patrón tenga un dato nulo y el coeficiente de ajuste b sea negativo, se rellena con un dato nulo (para evitar precipitaciones negativas).

Gradiente de precipitación con la altura

Con los datos rellenos según la metodología señalada en el inciso anterior, se calculan las precipitaciones medias mensuales para cada estación considerada en el análisis, las cuales se indican en cursiva en la Tabla 1. En el Anexo A se ilustran los gradientes de

precipitación con la altura para cada mes, a partir de las precipitaciones y las cotas asociadas a cada estación considerada. Inicialmente se implementó un ajuste lineal para cada mes, sin embargo, este supuesto significó un problema a la hora de modelar las precipitaciones en la parte alta de la cuenca (sobre 3000 msnm) dado que se presentaban valores de precipitación anual de aproximadamente el doble que lo sugerido por el mapa de isoyetas de la DGA. De esta manera, se determina utilizar un ajuste logarítmico hacia aguas arriba, y un ajuste lineal aguas abajo, donde la intersección entre ambas curvas define el cambio de ajuste, el cual es mucho más coherente con el comportamiento real (envolvente de ambos ajustes define el gradiente).

Una consideración importante se asocia a los gradientes en el periodo de verano. Se considera que el gradiente a utilizar para los meses de diciembre, enero y febrero sea calculado según el promedio de las precipitaciones de estos meses, esto pues se presentan cantidades muy bajas de precipitación, las cuales son más difíciles de ajustar con algún criterio matemático. Además, para este gradiente se consideran los datos existentes de la estación Los Molles Bocatoma (2543 msnm), dada la dificultad de representar la precipitación en cotas altas cuando éstas son de baja magnitud.

Factor de precipitación

Con los gradientes mensuales determinados, se procede a calcular un factor de precipitación relativo a una estación base del registro. Dicha estación debe cumplir con tener buena densidad de datos a nivel diario (dado que el modelo es a escala diaria) y tener una ubicación cercana a la cuenca en estudio. En base a lo anterior se determina la estación Cogotí Embalse como estación base. Los datos diarios faltantes en dicha estación se rellenan según las correlaciones mensuales determinadas anteriormente (dado que solo existen 20 días sin información dentro del período, la mayoría con precipitaciones nulas). Para calcular los factores de precipitación a considerar en el modelo, se utilizan los gradientes de precipitación en cuanto se calcula la precipitación media mensual para cada mes y para cada elevación media de la banda de elevación. Además, se realiza el mismo cálculo para la cota asociada a la estación base. De esta manera se logra obtener una razón entre las precipitaciones de cada banda de elevación y de la precipitación asociada a la cota de la estación base, para cada mes, obteniendo los factores:

$$F_{mes,banda} = \frac{Pp_{banda}}{Pp_{estacion\ base}}$$

Posteriormente, la precipitación a nivel diario en cada banda de elevación se determinará según estos factores ponderados con las precipitaciones diarias asociadas a la estación base:

$$Pp \text{ diaria } banda = F_{mes,banda} Pp \text{ diaria } estacion \text{ base}$$

En la Figura 34, presente en el Anexo A se tienen los factores obtenidos de esta metodología.

3.4.2.- Fluviometría

Dentro de la cuenca del río Rapel, se tiene registro de 6 estaciones Fluviométricas, las cuales se presentan en la Tabla 2. Se descartan directamente para el potencial uso, por el poco tiempo de registro las estaciones Rapel en Los Molles y Los Molles en Bocatoma. Por otra parte, de las coordenadas de la estación Canal central Los Molles en cámara DGA, se observa que dicha estación está ubicada en la central hidroeléctrica de pasada Los Molles, por ende, no es una medición del caudal en el río Los Molles, lo que no permite su consideración en el modelo.

El propósito de la utilización del registro de caudales es asignar controles fluviométricos asociados a ciertas áreas aportantes que permitan calibrar el modelo numérico a construir, en términos de diferencias entre valores observados y simulados. En virtud de ello, se determina utilizar como estación de calibración del modelo a Rapel en Junta, estación que justamente se encuentra a la salida de la subcuenca. Cabe señalar que, para el proceso de ajuste de los caudales observados y simulados, no hace falta rellenar la información fluviométrica diaria de la estación Rapel en Junta.

Finalmente, se ilustra en la Figura 9 las curvas de variación estacional (en formato de columna) asociadas a las tres estaciones con mayor densidad de información. En ella se puede observar el comportamiento Nivo-pluvial de la cuenca, que da sustento a la consideración del módulo nival en el modelo.

Tabla 2: Información de estaciones fluviométricas en la subcuenca Rapel

Estación	Código BNA	UTM		Cota (msnm)	Registro	Años Completos
		Este	Norte			
Río Rapel en Junta	04522002-8	320231	6600877	485	(1959-)	34
Río Rapel en Los Molles	04520004-3	340337	6596264	934	(1941-1947)	4
Río Rapel en Paloma	04522001-K	345051	6597965	1204	(1941-1947, 1970-1983)	13
Canal central Los Molles en cámara DGA	04520002-7	345350	6595214	2465	(1970-)	29
Río Los Molles en Ojos de Agua	04520001-9	361306	6598183	2355	(1970-)	40
Río Los Molles en Bocatoma	04520003-5	361999	6597165	2620	(1971-1971)	0

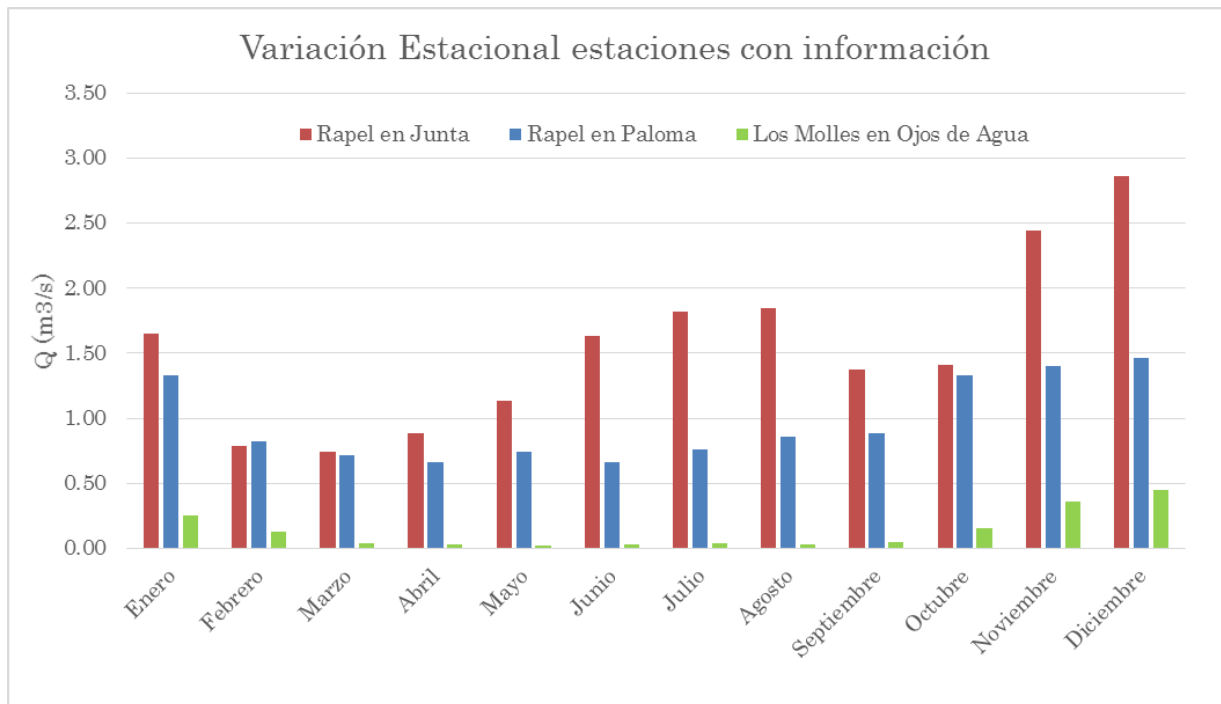


Figura 9: Variación estacional en términos de caudal medido para las 3 estaciones representativas de los procesos superficiales en cada subcuenca del río Rapel.

Separación escorrentía-infiltración

Para determinar la cantidad de escorrentía e infiltración que sale del módulo superficial (Figura 4), se utiliza el método de la curva número del SCS, cuyo marco teórico en detalle se puede encontrar en Chow et al. (1988).

De la totalidad de parámetros presentes en el método, solo se considera el parámetro CN (II) para ser analizado estocásticamente, luego del proceso de calibración (verificación) del mismo.

3.4.3.- Temperatura

Para cuantificar los procesos como la evaporación, formación de nieve, tasa de derretimiento, etc. se requiere de datos de temperatura que permitan relacionarla con la cota mediante alguna relación matemática de ajuste (gradiente de temperatura con la altura), análogamente al caso de las precipitaciones. Por un lado, se realiza un análisis a las temperaturas mínimas para definir si la precipitación que cae en el lugar es en forma de nieve o líquida (ver sección de aporte nival, temperatura umbral), mientras que se

estudia la temperatura media para ser utilizada en fórmulas que describan los procesos evaporativos y de derretimiento de nieve en el sistema.

Las estaciones con registros de temperatura relevantes se indican en la Tabla 3, las cuales se definieron, análogamente al caso de las estaciones pluviométricas, según cercanía y cota similar a la cuenca de interés, dado que dentro de ella solo existen las mismas dos estaciones que en dicho caso: Rapel y Los Molles Bocatoma.

Tabla 3: Estaciones meteorológicas con información de temperaturas extremas.
En cursiva se destacan las estaciones utilizadas en la modelación

Estación	Cota (msnm)	Registro T° extremas
<i>Paloma Embalse</i>	320	(1964-)
<i>El Tome</i>	420	(1968-1988)
<i>Caren</i>	740	(1967-)
Rapel	862	(2012-)
<i>Hurtado</i>	1100	(1979-)
Las Ramadas	1380	(1968-)
<i>La Ortiga</i>	1560	(1979-)
<i>Juntas</i>	2150	(1990-2013)
<i>Los Molles Bocatoma</i>	2543	(2011-)
<i>La Laguna Embalse</i>	3160	(1974-)
El Soldado	3290	(2000-)
<i>Cerro Vega Negra</i>	3600	(1999-2005, 2011-)

Gradiente de Temperatura con la altura

Para generar el ajuste de la temperatura con la altura, y a diferencia de la metodología utilizada para la precipitación, se determinó no rellenar datos faltantes, dado que, a diferencia de ésta, la temperatura es una variable continua y no existen problemas con eventos nulos que puedan alterar los datos promedio mensuales.

Por otra parte, se define calcular la temperatura media mensual como el promedio entre la temperatura mínima media y la temperatura máxima media, en virtud de la falta de información de temperaturas medias en la DGA (se tienen en mayor medida los datos de temperaturas extremas).

Luego, se determinan las temperaturas extremas medias mensuales a partir de información diaria, para cada mes en base a la información existente, y se ajusta según una relación matemática, de manera análoga al caso de la precipitación. Se determinan, entonces, gradientes de temperatura máxima y mínima con la altura. Los ajustes para la temperatura mínima y máxima se muestran en el Anexo B. En general, se utilizan todas las estaciones para la confección del gradiente, a excepción de Rapel, Las Ramadas y El Soldado, pues en general no ajustaban adecuadamente con el gradiente relativo a las demás estaciones.

Factor de temperatura

Se procede de manera análoga al caso de las precipitaciones, considerando el gradiente de temperatura con la altura, determinando una estación base con buena calidad de datos diarios, que en este caso es la estación Paloma Embalse, en donde los días que falte la información se considerará una correlación con la estación cercana con mayor información, en este caso la estación Caren, y en caso de que tampoco se tenga información para el día en particular, simplemente se interpolará la temperatura de los días anterior y siguiente.

La diferencia entre los factores radica en que, en lugar de tomar la razón entre las precipitaciones para definir el factor, en este caso se calculan las diferencias de temperatura entre las bandas de elevación y la cota de la estación base:

$$\Delta T^{\circ}_{mes,banda} = T^{\circ}_{estacion\ base} - T^{\circ}_{banda}$$

$$T^{\circ}\ diaria\ banda = T^{\circ}\ diaria\ estacion\ base - \Delta T^{\circ}_{mes,banda}$$

Los factores (ΔT°) para cada mes y banda de elevación en el caso de las temperaturas mínimas y máximas se muestran en el Anexo B. Es importante señalar, nuevamente, que para efectos de cálculo se considerará que la temperatura media, en caso de ser requerida (como en el cálculo de la evaporación) será determinada como el promedio de las temperaturas extremas diarias $T_{md} = \frac{T_{min\ d} + T_{max\ d}}{2}$.

3.4.4.- Evaporación

Evaporación potencial

Para evaluar la evaporación potencial en cada banda de elevación, se determina la utilización de un modelo que logre integrar variaciones que dependan de la cota y de la temperatura, dado que se tienen estas variables según lo descrito en los párrafos anteriores. Es por esto, que se considera la metodología propuesta por Jensen y Haise (1965) que permite estimar esta variable en forma indirecta a partir de información de temperatura media diaria, elevación topográfica, radiación solar y presión de vapor, entre otras. La ecuación propuesta está dada por:

$$ETP = C_T \cdot (T - Tx) \cdot Rs$$

Donde:

- ETP es la Evapotranspiración potencial [mm/día]
- C_T es una constante de ajuste del modelo [$^{\circ}\text{C}^{-1}$].
- T es la temperatura media diaria [$^{\circ}\text{C}$].
- Tx es una temperatura de referencia [$^{\circ}\text{C}$], constante que depende del sitio.
- Rs es la radiación solar en términos de [mm/día].

C_T y Tx están dadas por las siguientes ecuaciones:

$$C_T = \frac{1}{\left(38 - \frac{h}{152.5}\right) + \left(\frac{380}{e^0(T_{max}) - e^0(T_{min})}\right)}$$

$$Tx = -2.5 - 0.14(e^0(T_{max}) - e^0(T_{min})) - \frac{h}{550}$$

$$e^0(T) = 6,108 \exp\left(\frac{17,27 T}{T + 237,3}\right)$$

Donde:

- h es la elevación en msnm.

- $e^0(T_{max})$ y $e^0(T_{min})$ son las presiones de vapor a saturación asociadas a la temperatura promedio máxima y mínima del mes más cálido de la zona, en mbar (temperaturas en °C).

Con la información histórica de la estación base de datos de temperatura, Paloma Embalse, se determina que el mes más cálido es enero, cuyas temperaturas promedio máximas y mínimas son 29.3 [°C] y 13.5 [°C] respectivamente. Luego se extrapolan estas temperaturas a las cotas de cada banda de elevación según los factores obtenidos en la sección 3.4.3.

Si no se cuenta con mediciones directas de radiación solar (como en el presente caso), ésta puede ser calculada a través de la aplicación de la fórmula de Angstrom que relaciona la radiación solar con la radiación extraterrestre y la duración relativa de la insolación:

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a$$

Donde:

- R_s es la radiación solar o de onda corta [MJ/m²/día] (o [mm/día]),
- n es la duración real de la insolación [horas],
- N es la duración máxima posible de la insolación [horas],
- n/N es la duración relativa de la insolación [-],
- R_a es la radiación extraterrestre [MJ/m²/día] (o [mm/día]),
- a_s es una constante de regresión, que expresa la fracción radiación extraterrestre que llega a la tierra en días muy nublados ($n = 0$),
- b_s es la fracción de la radiación extraterrestre que llega a la tierra en días despejados ($n = N$).

La duración promedio real de horas de insolación (n) se obtuvo de los datos publicados por la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) para la Estación La Serena (Latitud 29° 54'). La duración máxima posible de insolación (N) es un valor de referencia, que puede ser obtenido mensualmente por tablas según la latitud del lugar de interés (Doorenbos y Pruitt, 1977).

La radiación extraterrestre también corresponde a un valor de referencia para la latitud del sitio (Doorenbos y Pruitt, 1977). Dependiendo de las condiciones atmosféricas y de la declinación solar (latitud y mes), los valores de a_s y b_s pueden variar. Para el presente caso se utilizan valores de $a_s = 0,25$ y de $b_s = 0,52$, acorde a los valores de referencia recomendados en la literatura (Doorenbos y Pruitt, 1977).

El resumen de la información utilizada se presenta en la Tabla 4, basada en tablas presentes en el documento mencionado y en la información de la DMC. En base a la ecuación mencionada anteriormente, se calcula la radiación solar diaria media mensual, válida para todas las bandas de elevación.

Tabla 4: Cálculo de la radiación solar media mensual según la fórmula de Angstrom e información de la DMC

Mes	n	N	n/N	Ra [mm/d]	Rs [mm/d]
Enero	7.0	13.9	0.50	17.80	9.11
Febrero	6.8	13.2	0.51	16.40	8.49
Marzo	5.1	12.4	0.41	14.00	6.51
Abril	4.3	11.5	0.37	11.30	5.00
Mayo	4.3	10.6	0.41	8.90	4.11
Junio	4.8	10.2	0.47	7.80	3.85
Julio	4.7	10.4	0.45	8.10	3.91
Agosto	5.0	11.1	0.45	10.10	4.90
Septiembre	5.2	12	0.43	12.70	6.04
Octubre	5.6	12.9	0.43	15.30	7.25
Noviembre	5.9	13.6	0.44	17.30	8.24
Diciembre	7.1	14	0.50	18.10	9.27

Evaporación real

Para el cálculo de la evaporación real o efectiva, se considera el método propuesto por la FAO (2006) del coeficiente dual del cultivo, además de una consideración teórica asociada a la presencia de la abstracción inicial dentro de un aporte a la evaporación:

$$ET_c = (K_{cb} + K_e) ETP + I_a$$

Donde:

- ET_c es la evaporación del cultivo o real, en mm/d.
- ETP es la evaporación potencial según lo determinado en el acápite anterior, en mm/d.
- K_{cb} es el coeficiente basal del cultivo.
- K_e es el coeficiente de la evaporación.
- I_a corresponde a la abstracción inicial, según lo determinado con el método del SCS (mm/d).

Dadas las características de la cuenca (gran porcentaje de roca consolidada en términos superficiales, sin vegetación predominante), se considerarán coeficientes asociados. En particular, de las tablas existentes en la bibliografía, se indica que, para suelos desnudos o casi desnudos, sin presencia de cultivos de manera permanente, se tiene un $K_{cb} = 0.15$. Por otra parte, el coeficiente de la evaporación, asociado a la evaporación propia del suelo en términos de sus condiciones de humedad, se calcula según:

$$K_e = K_r (K_{c \max} - K_{cb})$$

Donde:

- K_r es el coeficiente adimensional de la reducción de la evaporación, dependiente de la lámina acumulada de agua evaporada de la capa superficial del suelo D_e .
- $K_{c \max}$ es el valor máximo de K_c ($K_{cb} + K_e$) después del riego o lluvia.

Si bien existe una fórmula para determinar el $K_{c \max}$, para cuando el suelo no presenta cobertura vegetal, se tiene un $K_{c \max} = 1,2$. El coeficiente adimensional, por otro lado, se calcula como:

$$K_r = \frac{AET - D_{e,t-1}}{AET - AFE}$$

Para $D_{e,t-1} > AFE$, donde:

- $D_{e,t-1}$ es la lámina acumulada de evaporación en la capa superficial del suelo al final del día anterior, en mm.
- AET o agua evaporable total, es la lámina acumulada máxima de evaporación en la capa superficial del suelo cuando $K_r = 0$, en mm.
- AFE o agua fácilmente evaporable, es la lámina acumulada de evaporación al final de la etapa 1, en mm.

En la Figura 10 se puede apreciar la forma en que varía el coeficiente de reducción de la evaporación, en donde la etapa 1 está caracterizada por un suelo con un contenido de humedad igual a la capacidad de campo del mismo, con una evaporación ocurriendo entonces a su capacidad máxima, mientras que la etapa 2 representa el proceso físico de secado de la superficie. Si bien existen métodos para estimar el AET y el AFE, dada la falta de información se determina que sean parte de los parámetros a calibrar y posteriormente a ser analizados estocásticamente en el modelo, para cada banda de elevación.

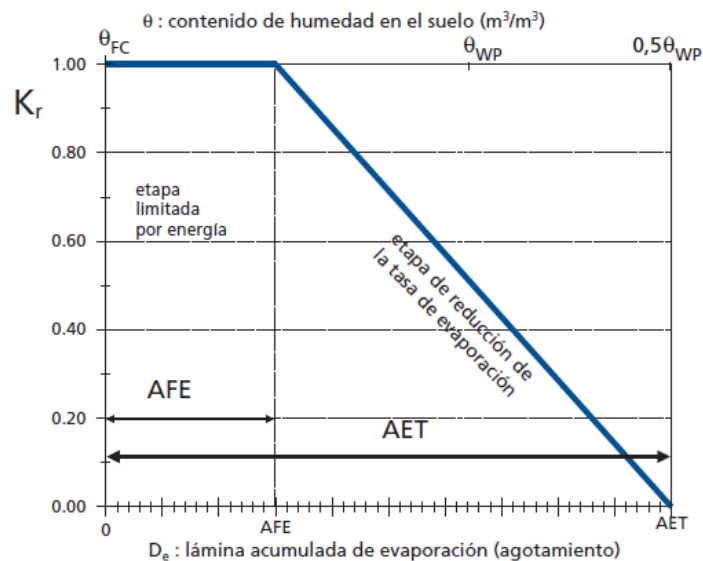


Figura 10: Gráfico de lámina acumulada de evaporación versus el coeficiente adimensional de reducción de la evaporación. Fuente: FAO (2006)

La evaporación *efectiva* se determina según lo descrito en el acápite para la percolación.

3.4.5.- Aporte nival

Dadas las características geomorfológicas de la cuenca, donde la altura máxima es cercana a los 5000 msnm, además de que su régimen de escurrimiento es nivo-pluvial, como se mencionó en la sección 3.4.2, se debe considerar el aporte al sistema hidrológico de la cobertura nival.

Generación de nieve

Para determinar si la precipitación registrada en la banda de elevación es sólida o líquida, se genera una variable estocástica asociada a la temperatura umbral T_{umbral} ¹, la cual es controlada por la temperatura mínima diaria de la banda, de modo tal que, si existe un evento de precipitación en dicho día de la simulación, y la temperatura mínima es menor que la temperatura umbral, se considera que caerá nieve.

Adoptar un valor de temperatura umbral igual a 0 °C es una práctica usual, sin embargo, el valor real depende de diversas variables, relativas por ejemplo a la ecorregión que se esté analizando (Rajagopal y Harpold, 2016). Auer (1974) comparo eventos de nieve y las temperaturas asociadas en base a observaciones en EEUU para elaborar una curva de probabilidad de nieve dependiente de la temperatura ambiente. En base a ello concluyo que el rango de temperaturas que permiten el cambio de precipitación líquida a sólida corresponde a 0-6.1 °C.

A modo de transformar la precipitación en SWE (Snow Water Equivalent) se considerará que 1 mm de lluvia equivale a 1 cm de SWE. De esta forma, la precipitación en forma de nieve aporta a la cobertura nival, mientras que los procesos de derretimiento y sublimación representan las pérdidas del sistema.

Derretimiento

El cálculo del derretimiento potencial, a modo de determinar el aporte al escurrimiento, se realiza mediante el método grado-día. El método es un enfoque de índice de temperatura (NRCS, 2004) que calcula el derretimiento total diario según un coeficiente, y la diferencia entre la temperatura media diaria y la temperatura base según:

$$\text{Derretimiento} \left(\frac{\text{mm}}{\text{d}} \right) = \begin{cases} C_D (T_{md} - T_{ref}) & \text{si } T_{md} > T_{ref} \\ 0 & \text{si } T_{md} \leq T_{ref} \end{cases}$$

Donde:

- C_D es el coeficiente de derretimiento (mm/d/°C)

¹ Luego de la calibración de prueba.

- T_{md} es la temperatura media diaria ($^{\circ}\text{C}$)
- T_{ref} es la temperatura de referencia ($^{\circ}\text{C}$)

El coeficiente de derretimiento varía según la temporalidad (estación) y el lugar. Los valores típicos se encuentran entre 1 y 6 ($\text{mm/d}/^{\circ}\text{C}$). Se suele usar un valor de 2,74 ($\text{mm/d}/^{\circ}\text{C}$) cuando no se tiene mayor información (NRCS, 2004). Para los efectos del presente modelo hidrológico, se considerará un coeficiente que varíe para cada mes (y para cada banda de elevación), calculado según los coeficientes mínimos y máximos, la radiación solar de cada mes y las radiaciones extremas (Tabla 4), según la siguiente fórmula:

$$C_D^{mes} = C_{D\ min} + (C_{D\ max} - C_{D\ min}) \frac{R_s^{mes} - R_s^{min}}{R_s^{max} - R_s^{min}}$$

Con esto, se tiene que para el mes con mayor radiación (diciembre en este caso), $C_D^{Diciembre} = C_{D\ max}$ y para el mes con menor radiación (Junio en este caso), $C_D^{Junio} = C_{D\ min}$.

El coeficiente de derretimiento y la temperatura base o de referencia se calibran con el modelo, considerando sus límites admisibles. Posteriormente, según los propósitos del modelo, se generarán como variables estocásticas, dentro de sus rangos conceptuales. Una consideración relevante dentro de este proceso es que se impone la siguiente condición:

$$C_{D\ min} < C_{D\ max}$$

Esta condición, impuesta para evitar problemas numéricos en la simulación, tendrá vital relevancia en el procesamiento de las simulaciones estocásticas.

Sublimación

En general los procesos de sublimación son de difícil estimación, dada la cantidad de variables meteorológicas involucradas como el viento y la cota, ya que la demanda de sublimación es más grande con la altura, dado que a mayor cota se presentan vientos más fuertes que transportan la nieve (Schulz et al., 2004). En virtud de la variabilidad e incertidumbre de este proceso, se considera modelar la sublimación como exponencial con la cota según la siguiente fórmula empírica:

$$S^{mes} = K_{subl} \exp(b'h)$$

$$b' = b_{subl} \frac{R_s^{mes} - R_s^{min}}{R_s^{max} - R_s^{min}}$$

Donde:

- S^{mes} es la sublimación para cada mes (y cada banda de elevación) en mm/d.
- h es la cota de la banda de elevación (msnm).
- K_{subl} y b_{subl} son los coeficientes de sublimación (mm/d y m^{-1} , respectivamente).
- R_s^{mes} , R_s^{min} y R_s^{max} son las radiaciones solares (Tabla 4) de cada mes, mínima (junio) y máxima (diciembre), respectivamente, en mm/d.

Se observa que el coeficiente b' controla el efecto de la estacionalidad (mayor sublimación en meses cálidos, etc.), mientras que el coeficiente K_{subl} está asociado a la calibración del modelo, respetando valores aceptables de sublimación según la literatura.

Con esto, se calibrarán y luego simularán estocásticamente los coeficientes de sublimación, dentro de un rango a determinar y argumentar en la sección pertinente. Para la validación de la fórmula empírica descrita, se tienen diversos estudios. Dentro de este contexto, Vuille (1996) registró datos de sublimación de hasta 12 mm/d en el altiplano sudamericano. Además, dicho autor obtuvo una relación entre el porcentaje de pérdida por sublimación y el SWE acumulado anualmente según la elevación: 30% a 3000 msnm, 60% a 4000 msnm y 90% a 5000 msnm, lo cual será comparado con las estimaciones del modelo.

También se tendrá en consideración para la validación de la fórmula propuesta el estudio de Jara (2017), el cual estudia las pérdidas por sublimación en la cuenca alta del río Copiapó.

3.4.6.- Percolación

El proceso de percolación *potencial* al acuífero, se determina según la siguiente fórmula:

$$P = K_v \frac{A_{acuifero}}{A_{banda}}$$

Donde:

- P es la percolación media a la zona no saturada, en mm/d.
- K_v es la conductividad vertical media de la banda, en mm/d.
- $A_{acuifero}$ y A_{banda} se refieren a las áreas aportantes en términos de bandas de elevación relativas al contacto roca-relleno (hipsometría del acuífero) y a la superficie (hipsometría de la cuenca).

Lo que se busca al ponderar la conductividad vertical por la razón descrita es disminuir el K_v en términos promedio para la banda de elevación, entendiendo que las bandas con mayor área de acuífero deben presentar mayor percolación espacial promedio que las bandas que tengan mayor presencia de roca consolidada. En particular, se considera que la roca impermeable tiene un $K_{v\text{roca}} = 0 \left(\frac{mm}{d}\right)$ (bajo el supuesto de que la roca no presenta fracturamiento), de manera que en términos promedio para la banda i :

$$K_v A_{banda} = K_{v\text{acuifero}} A_{acuifero} + K_{v\text{roca}} A_{roca} = K_{v\text{acuifero}} A_{acuifero}$$

El modelo considera la calibración y análisis estocástico del K_v , como otro parámetro hidrológico que controla el sistema.

3.4.7.- Almacenamiento suelo

El almacenamiento suelo, se modela como un elemento de almacenamiento en GoldSim, en donde el caudal de entrada corresponde a la infiltración proveniente del módulo superficial. Para modelar la salida del almacenamiento, se considera la suma de la percolación potencial y la evaporación real potencial (la que considera el coeficiente dual del cultivo). Cuando el input de infiltración sea suficiente en conjunto con lo previamente almacenado en este elemento, se podrá satisfacer las demandas de los procesos mencionados, donde el excedente se acumulará en el elemento. Sin embargo, no siempre este almacenamiento tiene suficiente agua para satisfacer las demandas potenciales. En tal caso, se distribuye el agua factible de retirar del almacenamiento de manera proporcional a las demandas potencial para cada día de la simulación.

De esta manera se obtienen la *percolación efectiva* y la *evaporación total efectiva*, las cuales son representativas de toda la banda correspondiente.

3.4.8.- Percolación profunda o recarga

Como se mencionó en la sección 3.3.3., la percolación efectiva se somete a ruteo para representar el efecto del flujo en la zona no saturada del suelo (desde la percolación del módulo suelo hasta la llegada al acuífero, o en su defecto como interflow o flujo sub-

superficial). USACE (2000) sugiere modelar tal proceso con dicha metodología, la cual considera el uso de un embalse lineal. El output de este elemento representa, entonces, la percolación profunda o recarga al sistema subterráneo (acuífero).

3.5.- Hidrogeología

3.5.1.- Geología

Para entender la geología del acuífero en estudio, se utiliza el documento “Investigación de recursos hidráulicos de la IV Región” elaborado en 1979. En este se describen, entre otros temas, la geología de las cuencas de dicha región. Para el acuífero en estudio, destacan 3 unidades fundamentales de roca no consolidada del Cenozoico (SERPLAC et al., 1979):

- Depósitos de terraza fluvial del Cuaternario Reciente (Qfr): Asociados a acarreo fluviales recientes. Granulometría principalmente de gravas, arenas y limos sin consolidar. Sedimentos de alta permeabilidad. Nivel freático se ubica entre 5-7 m de profundidad según información de pozos. Se presentan en superficie en la zona alta del acuífero, bordeando los depósitos fluviales actuales (Figura 11).
- Depósitos fluviales actuales (Qfa): Ubicados en el lecho actual del río (Figura 11). En términos litológicos corresponden a los mismos tipos de depósitos de la unidad Qfr. La potencia de este relleno puede variar entre 10 a 20 m, disminuyendo aguas arriba de Ovalle. Nivel freático entre 1-3 m de profundidad según información de pozos.
- Depósitos de conos aluviales, escombros de faldas, materiales coluviales y acarreo de quebradas menores (Qf): Corresponden a sedimentos heterogéneos de gravas, arenas, limos y arcillas. Permeabilidad irregular, potencial para recarga de acuíferos. Se reconocen 6 zonas de conos aluviales en el acuífero a modelar.

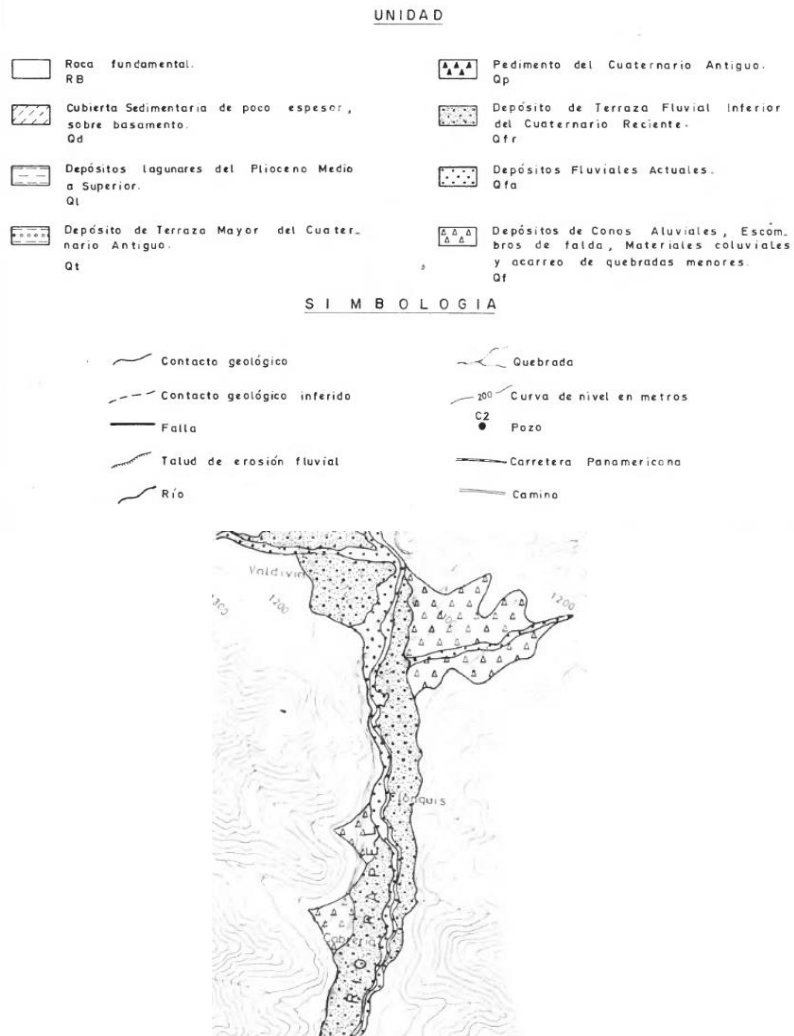


Figura 11: Mapa hidrogeológico del acuífero del río Rapel. Modificado de SERPLAC et al. (1979)

A modo de validar la información descrita anteriormente, se estudió la carta geológica de la hoja de Ovalle (Bohnhorst, 1967, escala 1:250000), en la cual se observa que la extensión del depósito aluvial alcanza solo hasta aguas abajo de la confluencia del río Los Molles con el río Paloma, a pesar de que el río se extiende hasta la cabecera de la cuenca. Observando la imagen satelital actual, se puede notar que estos depósitos fluviales actuales, en efecto, están presentes hasta un par de kilómetros aguas arriba de dicha confluencia (esto se puede argumentar bajo la presencia de vegetación en la zona).

3.5.2.- Geometría superficial del acuífero

Para definir la geometría del acuífero a modelar, se utiliza, nuevamente, el mapa presente en el estudio mencionado en la sección anterior, más el análisis descrito de la hoja Ovalle. Se escoge dicho mapa hidrogeológico (SERPLAC et al., 1979) pues presenta mayor resolución y grado de detalle que el mapa geológico de Chile, al menos para los alcances que pretende el modelo. En la Figura 11 se presenta parte del acuífero a ser considerado (parte alta), junto con la descripción de las unidades geológicas observadas.

Por otro lado, dado que la construcción de dicho mapa data de hace casi 40 años, se decide verificar que la geometría superficial asociada al relleno fluvial coincida con lo visible desde una imagen satelital. De tal análisis se observa que el ancho del acuífero en la parte baja (600-1000 msnm) es mucho mayor que el presentado en el estudio de SERPLAC. Esto último es fácilmente verificable con la presencia de algún grado de vegetación, en conjunto con una revisión de los perfiles topográficos del lugar, todo esto mediante el software Google Earth Pro.

A partir del mapa y el posterior análisis satelital, se define el contorno del acuífero definido por la aparición en superficie de las tres unidades mencionadas en 3.5.1, donde los límites del mismo corresponden a la junta del acuífero del río Rapel con el acuífero del río Grande, por la parte este, mientras que para el límite oeste, según el mismo análisis, se determina el área aportante del acuífero como la que presente suficiente vegetación y ancho, lo cual se tiene hasta aproximadamente la cota 1400 msnm., lo cual se presenta un par de kilómetros aguas arriba de la confluencia del río Los Molles y Paloma. Cabe señalar que se presenta algún grado de vegetación hasta aproximadamente la cota 2300 msnm. Sin embargo, el ancho del relleno arriba de la cota 1400 msnm hace que tal segmento del acuífero sea considerado como despreciable en cuanto a potencia (ver Figura 12). Finalmente, el acuífero se digitaliza y se genera en QGis como un archivo shape.

3.5.3.- Propiedades hidráulicas y profundidad del basamento

Para determinar las propiedades hidráulicas del acuífero, se utilizan diversas fuentes de información. En la sección 3.5.1 se entregan diversas características que pueden guiar a una aproximación de los parámetros hidráulicos en la zona. Por otro lado, se tiene el estudio de CAZALAC y Rodhos (2006), el cual indica una distribución por zonas de los parámetros de interés hidrogeológico como fuente del proceso de calibración del modelo realizado (conductividad horizontal y coeficiente de almacenamiento S) según se ilustra en la Tabla 5. Estos valores se justifican, según se señala en el documento, en registros de habilitaciones de pozos en la zona, con valores de conductividad extrapolados a la potencia estimada del acuífero.



Figura 12: Límites superficiales del acuífero según lo establecido en el presente trabajo. Se indica la ubicación de las habilitaciones estudiadas y de los pozos de observación a utilizar

Tabla 5: Resultados del proceso de calibración del modelo realizado por CAZALAC y Rodhos (2006) para el almacenamiento y la conductividad horizontal según la zonificación definida

Nombre acuífero	S (°/1)	K (m/d)
Rapel bajo junta Palomo Molles (AC-04, color turquesa)	0.14	197
Rapel entre Tomes y Grande (AC-05, color rosado)	0.14	158
Rapel antes junta Grande (AC-06, color café)	0.08	118

Para poder verificar lo anterior, se procede a observar la información de tales habilitaciones, presente en los expedientes que entrega la DGA. Se tienen 3 habilitaciones en la zona de interés (Figura 12): la habilitación de expediente ND571 presenta un registro de una prueba de bombeo a gasto constante y recuperación, la cual entrega un rango para la conductividad hidráulica de 2-21 m/d, asociado a la profundidad de la habilitación (7 m.). Dicha prueba, sin embargo, no tiene una densidad de datos suficiente como para la estimación del coeficiente de almacenamiento. Para las habilitaciones de expedientes ND1800 y ND3676, no se presenta una prueba de bombeo, sin embargo, se indica una conductividad de 5 m/d, relativa a un espesor aportante menor a 5 metros (pozos someros o norias).

En virtud de lo anterior, se decide utilizar la información entregada por CAZALAC y Rodhos (2006) como valores de las propiedades hidrogeológicas del acuífero del modelo conceptual según zonas hidrogeológicas características (Figura 13), las cuales servirán como primera aproximación del modelo conceptual. Cabe señalar que la zonificación de los sectores hidrogeológicos ahí ilustrada responde a un análisis geológico/hidrogeológico del estudio de SERPLAC et al. (1979). Es importante mencionar, además, que tales conductividades están asociadas a profundidades de basamento de 15 m.

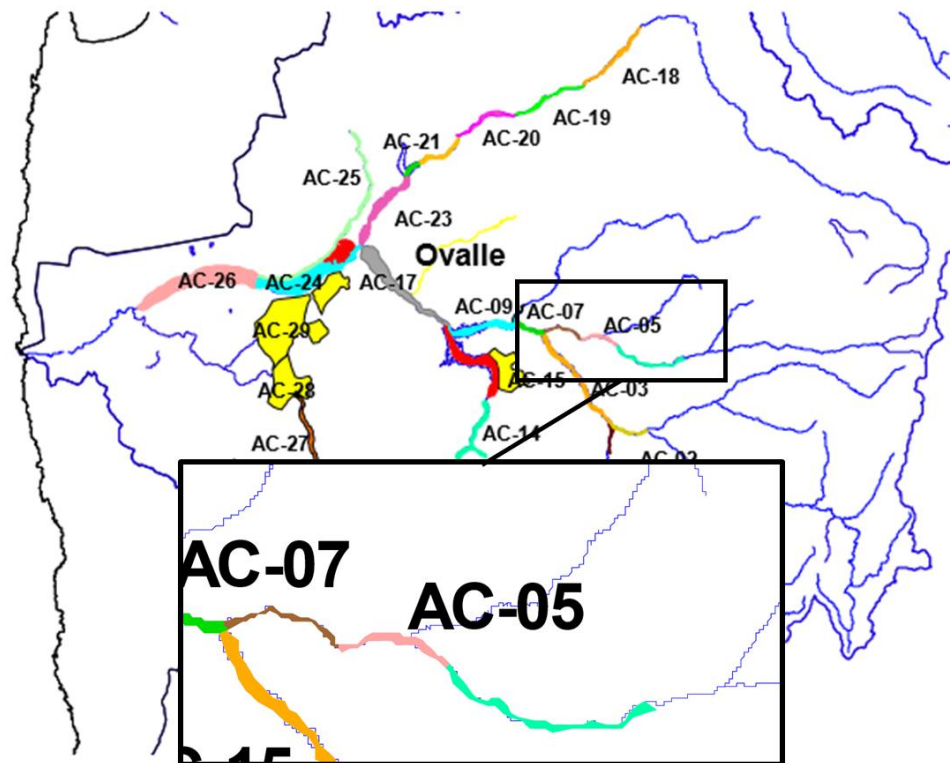


Figura 13: Zonificación del acuífero realizada en el estudio de CAZALAC y Rodhos (2006). Adaptado de CAZALAC y Rodhos (2006).

Por otro lado, en el estudio de evaluación de recursos hídricos subterráneos de la cuenca del Limarí (DGA, 2008) se indica que la unidad de depósitos fluviales del Pleistoceno-Holoceno se presenta como un estrato superior de alta permeabilidad que sobreyace a un estrato inferior de menor permeabilidad, asociado a depósitos más antiguos. Dentro de este contexto, se diferencia el acuífero en relleno sedimentario no consolidado en dos capas, una de alta permeabilidad (bolones, gravas y arenas) con una conductividad en el rango $1-10^{-2}$ cm/s (8.64 – 864 m/d) y de espesores entre 6-30 m, y otra semi permeable (arenas, gravas, limos y cantidad variable de arcilla), con una variación de conductividad entre $10^{-2}-10^{-6}$ cm/s. En la unidad hidrogeológica superficial se presentan principalmente acuíferos libres (DGA, 2008).

Según la delimitación de sectores acuíferos en dicho estudio, los pozos del sector del río Rapel que poseen estratigrafía presentan granulometría gruesa y transmisividad del orden de 450-1600 m²/d, con una profundidad de basamento detectadas entre los 27-35 m, lo cual es coherente con el estudio de CAZALAC y Rodhos (2006).

Según lo anterior, se define utilizar una profundidad del basamento uniforme para el dominio de modelación, igual a 30 m, con espesores de 15 m para cada estrato a modelar. En cuanto a la zonificación, se considera mantener la estructura propuesta por CAZALAC y Rodhos (2006), a excepción de la inclusión de una zona intermedia entre los acuíferos AC-05 y AC-06, la cual busca independizar la calibración de los pozos Asentamiento Cerrillos y Asentamiento Sol de Pradera.

3.5.4.- Registro de niveles

Para el proceso de calibración de las propiedades elásticas del acuífero para cada distribución espacio-temporal de la recarga (obtenida de la selección de las simulaciones estocásticas), y la determinación de puntos con condición de borde de altura conocida, se utiliza el registro histórico de niveles de tres estaciones con datos de niveles piezométricos presentes en la zona de interés. Los datos de nivel de estos pozos se pueden observar en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, cuyos datos relevantes se indican en la Tabla 6 y Tabla 7. En el capítulo asociado al modelo hidrogeológico se describirá el detalle de la utilización de la presente información.

Es importante señalar que para el presente estudio no se cuenta con registro de afloramientos desde la napa hacia el cauce superficial. Esto es una limitación importante del modelo conceptual, en cuanto no permite afirmar con seguridad ciertos comportamientos de interacción río-acuífero.

Tabla 6: Catastro de pozos con información de niveles observados en la zona de estudio

Nombre	Código BNA	Coordenada UTM (m)		Período Registro
		Este	Norte	
AP Juntas	04522007-9	320234	6600841	1986-1988
Asentamiento Alborada Juntas (AA)	04522006-0	320965	6601716	1975-2014
Asentamiento Cerrillos (AC)	04522005-2	325013	6601536	1975-2014
Asentamiento Sol de Pradera (AS)	04522004-4	332320	6597187	1970-2012

Tabla 7: Cantidad de registro de niveles por año para cada pozo

Año	Cantidad de registros al año		
	AA	AC	AS
1990	12	12	12
1991	12	12	11
1992	12	10	12
1993	12	12	12
1994	11	12	12
1995	12	12	12
1996	12	12	12
1997	11	12	12
1998	11	11	11
1999	8	9	9
2000	10	9	10
2001	12	12	12
2002	12	12	12
2003	12	4	8
2004	12	6	6
2005	12	6	6
2006	11	5	5
2007	12	6	6
2008	12	6	6
2009	10	6	6
2010	11	6	6

Año	Cantidad de registros al año		
	AA	AC	AS
2011	11	6	6
2012	8	6	6
2013	9	6	0
2014	10	6	0

3.5.5.- Integración de recarga estimada por el modelo hidrológico

Para poder integrar los modelos hidrológico e hidrogeológico, se considera utilizar la recarga estimada por el modelo GoldSim, previo a la entrada de este flujo al ruteo subterráneo (ver Figura 4). Este flujo, se considera directamente como la entrada al modelo subterráneo, de donde se supone una recarga uniformemente distribuida. Se considera, según se observa en el esquema, una recarga asociada a precipitación, mientras que otra componente está asociada a la recarga proveniente del riego, para de esta manera poder representar los niveles observados en el sistema (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), los cuales muestran la presencia de ambos componentes (aumento de niveles en verano e invierno).

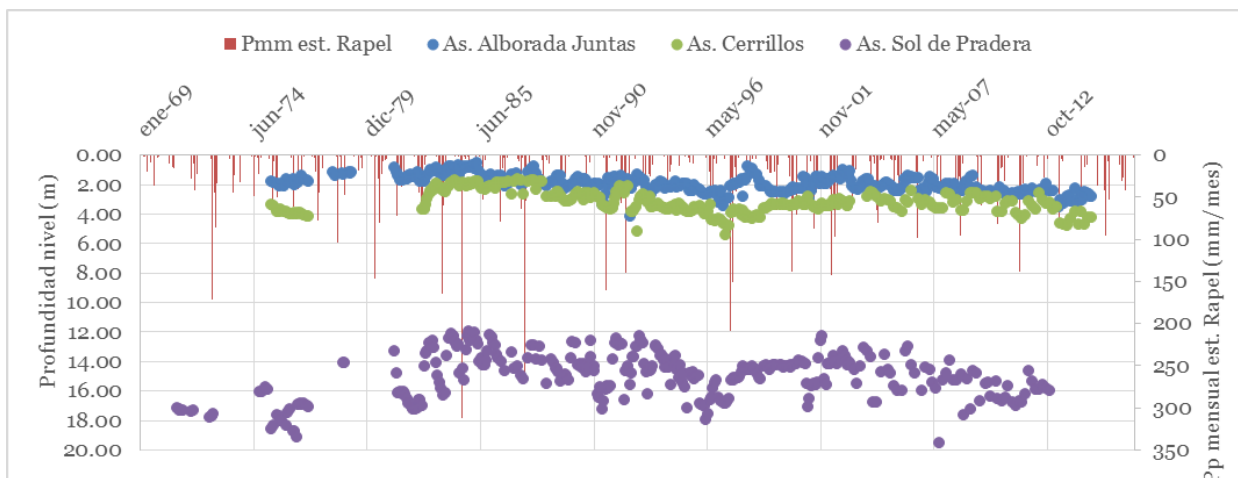


Figura 14: Profundidad de niveles observados en los pozos a utilizar en la modelación (eje primario) versus precipitación medida en la estación Rapel (eje secundario) para todo el periodo de registro

3.6.- Flujos de salida

3.6.1.- Flujo base

El flujo base simulado por el modelo GoldSim se obtiene en base a la utilización de un elemento de almacenamiento, el cual representa el proceso de ruteo subterráneo según fue señalado en la Figura 4, el cual recibe la totalidad de la recarga (en zona sin riego y con riego), y genera como salida el flujo base y el flujo pasante simulado, utilizando el método de embalse lineal. Cabe señalar que el flujo base simulado sigue la siguiente metodología de cálculo: se considera un flujo pasante máximo como variable a analizar estocásticamente (ver sección 3.6.2.), de donde el flujo base es simplemente la diferencia entre la salida del embalse lineal y dicho flujo, considerando el hecho de que el flujo pasante posee prioridad, vale decir, si no se cumple que la salida del ruteo sea mayor al flujo pasante máximo, no se tendrá flujo base simulado. En resumen:

$$FB_{sim} = \begin{cases} 0 & \text{si } Q_{salida\ ruteo} \leq FP_{max} \\ Q_{salida\ ruteo} - FP_{max} & \text{si } Q_{salida\ ruteo} > FP_{max} \end{cases}$$

Donde:

- FB_{sim} es el flujo base simulado (l/s)
- $Q_{salida\ ruteo}$ es el caudal de salida del elemento de ruteo subterráneo (l/s)
- FP_{max} es el flujo pasante máximo (l/s)

Por otro lado, es importante estimar el flujo base asociado al punto de control fluviométrico de aguas abajo de la cuenca, Rapel en Junta, en base a información de caudal total, para poder comparar lo obtenido del modelo GoldSim.

Con los datos mensuales de escorrentía total, se determina utilizar la metodología de filtrado digital de dos parámetros de Eckhardt (2005), la cual se utiliza para la separación de flujo base sobre un hidrograma continuo y en un periodo largo de tiempo de registro. En ella, se definen los parámetros α (parámetro de filtro de flujo base), por defecto dado por $\alpha = 0.98$, y el BFI_{max} , asociado al máximo valor de la razón de largo plazo entre el flujo base y el flujo total. Para el caso en estudio, se utiliza un valor de 0.8, relativo a flujos continuos y acuíferos porosos. Con esto, se define el algoritmo para cada paso de tiempo según (Eckhardt, 2005):

$$B_{k+1} = \frac{(1 - BFI_{max}) \alpha B_k + (1 - \alpha) BFI_{max} Q_{k+1}}{1 - \alpha BFI_{max}}$$

Verificando que si $B_{k+1} > Q_{k+1}$ entonces $B_{k+1} = Q_{k+1}$. Con esto la escorrentía directa se calcula según:

$$R_{k+1} = Q_{k+1} - B_{k+1}$$

Donde:

- Q_{k+1} es la escorrentía total registrada en la estación fluviométrica
- R_{k+1} es la escorrentía directa
- B_{k+1} es el flujo base

En base a la estadística mensual de la estación Rapel en Junta, se obtiene la separación del flujo base (Figura 15). Este flujo será comparado con el flujo base simulado por el modelo, en términos de volumen total acumulado y comportamiento general, entendiendo que el flujo base como proceso hidrológico da cuenta de los flujos subterráneos (asociados a eventos de recarga) que afloran provenientes desde aguas arriba, dada la estrechez del acuífero en tal sector.

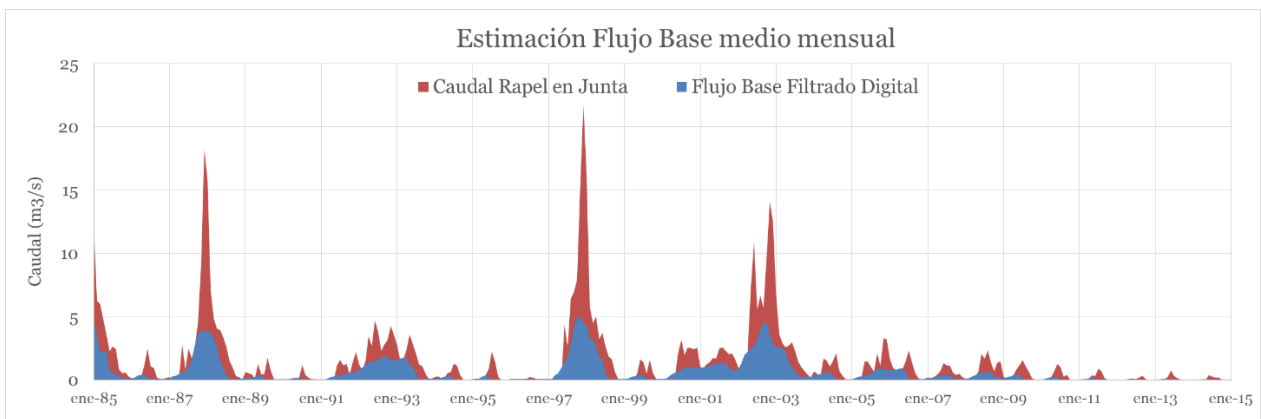


Figura 15: Flujo base medio mensual estimado según el método de filtrado digital, período 1985-2015

3.6.2.- Flujo pasante

El flujo pasante por la sección subterránea de salida (flujo subterráneo) se modela según la ley de Darcy en la salida de la cuenca a modelar. Por ende, se define según la fórmula de Darcy como:

$$Q_d = K_h i A$$

Donde:

- Q_d es el flujo de Darcy en m³/d.
- K_h es la conductividad horizontal en la sección de salida, en m/d.
- i es el gradiente hidráulico del nivel piezométrico (%).
- A es el área de la sección de Darcy, por donde escurre el flujo subterráneo, en m².

En general, se tiene un grado importante de incertidumbre respecto de este flujo en cuanto todas sus componentes según Darcy tienen un rango posible, dada la información presente. En efecto, solo al momento de obtener los resultados del modelo hidrogeológico se podrá concluir respecto del grado de similitud con lo considerado en el modelo hidrológico. Es por esta razón que dicho parámetro se considera en el análisis estocástico.

La importancia del flujo pasante radica en el cálculo del flujo base simulado por el modelo superficial, el cual se calcula como la diferencia entre el caudal vertido por el embalse subterráneo y el flujo pasante estimado, en caso de que exista suficiente volumen de agua en el embalse de ruteo. En caso contrario, el caudal vertido representa el flujo pasante real (menor al flujo pasante considerado), mientras que el flujo base es nulo en tales ocasiones.

3.7.- Riego

La cuenca del Rapel presenta como principal fuente de intervención antrópica la demanda de riego, dadas las características del valle, el clima y geomorfología en general de la zona, con altas pendientes y buena radiación (Arrau Ingeniería, 2016). En particular se tienen diversos predios en la zona, alimentados por una red de canales que distribuye los caudales extraídos principalmente desde bocatomas. Es importante señalar que esta zona no se alimenta del embalse Paloma (aguas abajo), y que solo suple su demanda desde la escorrentía del río.

La principal fuente de información relativa a este factor es el estudio citado en el párrafo anterior. Para tener una referencia, en la Figura 16 se indica la cantidad de hectáreas regadas en la cuenca del río Rapel, según tipo de riego. Se tiene que la superficie regada es aproximadamente un 70 % del total de la superficie de relleno considerada en el presente estudio.

SECTOR	SURCO (ha)	TENDIDO (ha)	OTROS (ha)	GOTEO (ha)	ASPERSIÓN Y MICROASPERSIÓN (ha)	TOTAL (ha)
Río Rapel	874,89	271,47	2,61	843,29	2,95	1.995,21
Zona Río Grande	339,54	44,21	0	555,65	0	938,4
Total	1.214,43	315,68	2,61	1.398,94	2,95	2.933,61

Figura 16: Hectáreas regadas en el sector del río Rapel (adaptado de Arrau Ingeniería, 2016)

Por otra parte, se indica el uso de suelo agrícola en la cuenca en la Figura 17. Destaca el cultivo de uvas, con aproximadamente el 50% del uso total. Es importante mencionar que la fecha de siembra de las uvas en latitudes medias como las de la zona en estudio se presenta a fines del invierno o principios de la primavera, similarmente a los otros cultivos presentes en la cuenca.

USO DE SUELO AGRÍCOLA EN EL VALLE DEL RÍO RAPEL

CULTIVO	SUPERFICIE (ha)
Alfalfa	161,4
Huerto frutal	107,3
Nogal	264,2
Palto	239
Pradera mejorada	187,5
Uva de mesa	475,6
Uva pisquera	548,3
Chacra familiar	3,1
Otros frutales y vides	141,8
Otros cultivos	59,7
Total	2.187,9

Figura 17: Uso de suelo agrícola en el valle del río Rapel (adaptado de Arrau Ingeniería, 2016)

Es por lo anterior que se realizará una modelación del efecto del riego en el sistema hidrológico, el cual por sus características será un esquema simplificado de los procesos presentes en la cuenca. Dado que no se tiene información detallada de los predios de manera particular ni de las reglas de operación de los regantes, dado que la zona no se alimenta del embalse Paloma (aguas abajo), se tendrán en consideración los siguientes supuestos:

- Se considera el esquema conceptual de la Figura 4.
- Cada predio tiene una proporción de cultivos uniforme e igual a la asociada a las condiciones promedio de la cuenca.
- En virtud de lo anterior y por simplicidad, se tendrá un coeficiente del cultivo mensual promedio para la totalidad de la cuenca, de donde la variación por bandas viene dada por la evapotranspiración potencial (ETP). De esta manera y según lo establecido por la FAO (2006) para el coeficiente único del cultivo:

$$ET_c = K_c ETP$$

- Los procesos de balance volumétrico superficial para la cuenca se calculan previamente al proceso de ruteo.
- Se considera una capacidad máxima de percolación en los predios, para cuando la precipitación efectiva (o infiltración) supere una cierta cantidad dada por P_{max} (mm/d). En tal caso, se tendrá un caudal de retorno a la escorrentía superficial, lo cual busca simular los procesos superficiales y subsuperficiales de retorno al cauce.

Para el cálculo del coeficiente del cultivo promedio mensual (FAO, 2006), simplemente se pondera cada coeficiente de cada cultivo por el peso relativo de la cobertura en la totalidad

de las hectáreas con riego (Figura 17). En la Tabla 8 se presentan tales coeficientes, en conjunto con los coeficientes mensuales promedio. Estos coeficientes fueron obtenidos, principalmente, del estudio de la FAO (2006), James, L. (1993) y de Arbuch (2016).

Tabla 8: Coeficientes de cultivo para los cultivos presentes en la zona. Coeficiente promedio ponderado por el área aportante de los cultivos promedio mensual.

	Cultivo	Alfalfa	Huerto frutal	Nogal	Palto	Pradera Mejorada	Uva de Mesa/Pisq uera	Chacra familiar	Otros frutales y	Otros cultivos	Promedio
Área	Há	161.4	107.3	264.2	239	187.5	1023.9	3.1	141.8	59.7	2187.9
Kc	Enero	1.16	0.95	0.96	0.77	1.15	0.99	0.73	0.95	0.96	0.98
	Febrero	1.16	0.82	0.88	0.71	0.25	0.99	0.00	0.82	0.70	0.87
	Marzo	1.16	0.54	0.69	0.63	0.00	0.79	0.00	0.54	0.54	0.68
	Abril	0.70	0.30	0.49	0.54	0.00	0.76	0.00	0.30	0.39	0.57
	Mayo	0.70	0.19	0.31	0.43	0.00	0.20	0.00	0.19	0.25	0.26
	Junio	0.70	0.15	0.15	0.30	0.00	0.20	0.00	0.15	0.21	0.22
	Julio	0.70	0.17	0.09	0.27	0.00	0.20	0.00	0.17	0.20	0.21
	Agosto	1.16	0.25	0.13	0.42	0.00	0.51	0.00	0.25	0.34	0.42
	Septiembre	1.16	0.40	0.23	0.58	0.40	0.51	0.46	0.40	0.52	0.51
	Octubre	1.16	0.63	0.44	0.70	0.65	0.59	0.76	0.63	0.70	0.64
	Noviembre	1.16	0.88	0.69	0.78	0.90	0.91	1.10	0.88	0.91	0.88
	Diciembre	1.16	0.96	0.92	0.81	1.15	0.99	0.87	0.96	0.98	0.98

De esta manera, la demanda neta del cultivo (demanda de agua) se puede calcular como sigue:

$$D_{neta} = ET_c - P_{ef}$$

Donde P_{ef} da cuenta de la precipitación efectiva, o en otras palabras del porcentaje de la precipitación que infiltra al sistema donde están los cultivos, el cual se calcula según la

metodología de separación de precipitación-escorrentía presente en la sección 3.4.2. Esta demanda neta, entonces, debe ser suplida de manera antrópica, vale decir, canalizando caudal desde la escorrentía superficial para su utilización en el regadío (derechos subterráneos para riego son escasos o prácticamente nulos según CAZALAC y Rodhos (2006) y Arrau Ingeniería (2016)).

Por otro lado, se tiene que la eficiencia del proceso, vale decir, la eficiencia de conducción (canalización) en conjunto con la eficiencia del método de riego, se tomará como una variable aleatoria, cuyos rangos respeten las eficiencias de los canales presentes en el estudio de Arrau Ingeniería (2016) y las eficiencias típicas de los métodos presentes. Se tienen eficiencias de canalización que van desde 0.7-1, mientras que los métodos de surco y goteo, por ejemplo, tienen eficiencias del orden de 0.45 y 0.9 (Arbuch, 2016), respectivamente. Si se modela la eficiencia global como:

$$Ef_g = Ef_c Ef_m$$

Donde Ef_c es la eficiencia de conducción y Ef_m es la eficiencia del método. Según lo anterior, el rango de Ef_g , entonces, es de 0.3-0.9. Con esto, se tiene que la demanda bruta de la zona de riego hacia el sistema superficial de drenaje es:

$$D_{bruta} = \frac{D_{neta}}{Ef_g}$$

La percolación potencial (recarga potencial), por otro lado, ocurrirá para cuando la infiltración supere la necesidad de agua del cultivo o relativa a las pérdidas propias en el sistema asociadas a la ineficiencia del transporte y uso del agua. Sin embargo, se modelará una capacidad máxima de percolación o recarga al sistema, de manera de poder incorporar los procesos de devolución de caudal a la escorrentía, ya sea de manera superficial o subsuperficial.

Todos estos procesos, sin embargo, dependen de la cantidad de agua presente en el río. Para modelar el caudal efectivamente captado desde la escorrentía, se utiliza un elemento de GoldSim llamado "Pool", similar al elemento almacenamiento, con la salvedad de que este elemento permite otorgar prioridades para las salidas del modelo. De esta manera, y antes del ruteo superficial y subterráneo, se verifica si la escorrentía total (flujo base más escorrentía directa) tiene caudal suficiente para suplir la demanda. En caso positivo se capta la demanda y en caso negativo se capta lo que se tenga en el cauce.

Es importante destacar que la modelación de este proceso se hace a una gran escala, en lugar de modelar las captaciones de manera singular.

4. Análisis estocástico

El modelo superficial, en primer lugar, debe lograr una adecuada calibración a modo de justificar el posterior análisis estocástico (no tiene sentido realizar un análisis estocástico si el modelo presenta problemas estructurales que le impiden replicar los comportamientos hidrológicos generales). Dentro de esta línea, se busca encontrar una calibración que represente adecuadamente los eventos de crecida, con un gran énfasis en la simulación adecuada del flujo base, el cual caracteriza los procesos de recarga del sistema dado que se está midiendo en una zona de estrechamiento del acuífero, lo que genera afloramientos del agua subterránea al cauce superficial. Debe considerarse, también, el efecto de la demanda de riego al sistema, la cual también puede retirar agua desde el flujo base, en casos que así sea requerido.

En la primera parte de ésta sección, se describe el proceso general de construcción y calibración de prueba del modelo superficial, mencionando las problemáticas y soluciones asociadas, como también se indican los rangos en los cuales se calibran los parámetros hidrológicos, todo lo cual servirá como una primera aproximación al análisis estocástico. Es importante destacar que si bien se desea una buena calibración que cumpla con requisitos numéricos y cualitativos, ésta solo busca validar el análisis estocástico, y no representa un objetivo específico del presente trabajo. Es importante mencionar que se realizará también una validación de dicha calibración de prueba, a modo de verificar la capacidad predictiva del modelo.

Luego de verificar el comportamiento del modelo, se busca evaluar incertidumbre en el mismo, dejando de lado la simulación determinística y empleando en su lugar un análisis estocástico de los parámetros hidrológicos que controlan los procesos físicos de la cuenca. El objetivo principal de la realización de un análisis estocástico de los parámetros es poder generar una muestra representativa de series de tiempo de recarga que cumplan con criterios de ajuste (NRMS, caudal de flujo base asociado, etc.) de forma que sean utilizadas como input del modelo hidrogeológico en Groundwater Vistas, lo cual como resultado generará un set de distribuciones de las propiedades elásticas del acuífero en estudio, en particular la conductividad hidráulica horizontal y el coeficiente de almacenamiento de acuífero libre, así generando una línea de investigación asociada a campos como la geoestadística, y otros afines, en términos del grado de afectación de este nivel de incertidumbre extrapolado a la simulación predictiva.

El análisis de incertidumbre sobre la recarga y sus efectos en la modelación hidrogeológica es un tópico que ha comenzado a investigarse en el último tiempo (Jyrkama y Sykes, 2006; Joodavi et al., 2017; Zammouri y Ribeiro, 2017). En este caso, se detalla la metodología de análisis que en particular busca entregar un enfoque asociado a la aplicabilidad de una metodología sencilla, para el posterior análisis de los resultados.

4.1.- Metodología de calibración y verificación del modelo superficial

Para la calibración del modelo superficial se utilizará el caudal medido en la estación fluviométrica ubicada en la salida de la cuenca, Rapel en Junta.

El período 1985-1989 se utilizará como warm-up del modelo, de manera que éste se independice de sus condiciones iniciales. Se considera el período 1990-1996 para la validación de prueba, mientras que la calibración se calculará con los datos fluviométricos de 1997-2015. Cabe señalar que el período 1990-1996 se considerará para la calibración del modelo estocástico. Estos datos observados serán comparados con la suma de la escorrentía simulada más el flujo base simulado por el modelo GoldSim. El criterio para determinar un adecuado grado de ajuste de los datos simulados versus los observados será el cálculo de la raíz del error cuadrático medio normalizado cuya expresión matemática es:

$$NRMS = \frac{RMS}{O_{max} - O_{min}} = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n r_i^2}}{O_{max} - O_{min}}$$

$$r_i = o_i - s_i$$

Donde:

- *NRMS* es la raíz del error cuadrático medio normalizado (%)
- *RMS* es la raíz del error cuadrático medio.
- o_i es el valor observado en el paso de tiempo i .
- s_i es el valor simulado en el paso de tiempo i .
- r_i es el residual o diferencia entre el valor observado y el simulado en el paso de tiempo i .
- n es el número de observaciones totales.
- o_{min} y o_{max} son las observaciones de valores extremos dentro del total de datos en el período de simulación.

Lo destacable de esta herramienta de cuantificación del ajuste es que, al ser normalizada, mide en términos porcentuales. Leblanc (1999) indica que el NRMS debe ser menor al 10% para afirmar que el modelo está adecuadamente calibrado.

También se considerará el uso del coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (s_i - o_i)^2}{\sum_{i=1}^n (o_i - \bar{o}_i)^2}$$

Donde:

- \bar{o}_i es el promedio de los valores observados.

El NSE indica si el modelo elaborado ajusta mejor que simplemente considerar el promedio de los datos observados para simulación predictiva. Vale decir, que el NSE debe ser positivo (Nash & Sutcliffe, 1970), con un valor máximo de 1 (ajuste total).

En el capítulo anterior se indicó la metodología de cálculo del flujo base a partir de los datos de caudal medio mensual según el método de filtrado digital de dos parámetros de Eckhardt (2005). Esta información se utilizará como validación del modelo post calibración, comparando el flujo base simulado con el calculado según este método. Una vez calibrado y verificado el modelo de la cuenca del Rapel, se realizará el análisis estocástico, cuya metodología se detalla en la sección 4.4.

4.2.- Parámetros hidrológicos de calibración

Como fue descrito en el modelo conceptual, se tienen 15 parámetros hidrológicos que presentan un grado de libertad, dentro de un rango admisible, para poder disminuir el NRMS del modelo hidrológico, en conjunto con generar otros ajustes deseables en la modelación. En la

Tabla 9 se describen los rangos utilizados, y su justificación.

Tabla 9: Rango de parámetros del modelo hidrológico en GoldSim

Parámetro	Rango		Unidad	Justificación
AFE	2	11	mm	Tabla FAO (2006) y criterio de modelación de manera que AFE < AET
AET	12	30	mm	

Parámetro	Rango		Unidad	Justificación
$C_{d\ min}$, $C_{d\ máx}$	1	6	mm/d/°C	NRCS (2004)
K_{subl}	0.05	0.4	mm/d	Rango ajustado tal que respete sublimación menor a 12 mm/d (Vuille, 1996). Avery et al. (1992)
b_{subl}	6E-04	1.E-03	1/m	
CN II	60	80	-	Suelo tipo B (suelos poco profundos depositados por el viento, marga arenosa). Desde cubierta de pasto (valle) hasta suelo altamente impermeable (roca)
k_v	0.2	2	m/d	Hidrogeología modelo conceptual
$k_{ruteo\ sup}$	20	100	d	Rango ajustado en el proceso de calibración, en base a comportamiento del modelo. Se debe respetar que $k_{sup} < k_{perc} < k_{subt}$
$k_{ruteo\ subsup}$	50	200	d	
$k_{ruteo\ subt}$	100	400	d	
T_{umb}	-2	6	°C	Auer (1974) en conjunto con ajuste del rango en función del proceso de calibración
T_{ref}	2	10	°C	Análisis de sensibilidad de parámetro
$FP_{máx}$	1	100	l/s	Ley de Darcy. Rango de conductividad horizontal entre 2-20 m/d, área entre 4000 y 12000 m ² dada la incertidumbre en la altura de la sección de salida. Gradiente i varía entre 1 y 4 % según información de las estaciones Alborada Juntas y Cerrillos.
η_{riego}	0.3	0.9	-	Detallado en sección 3.7
$P_{máx}$	0.1	50	mm/d	Rango ajustado según cálculo apropiado de los retornos de caudal de riego a la escorrentía

4.3.- Calibración

El proceso de calibración, tiene como objetivo verificar el comportamiento del modelo en cuanto sea capaz de replicar adecuadamente los procesos presentes en la cuenca. Dentro de esta misma línea, se tiene que dicho proceso permitió encontrar ciertas falencias o errores conceptuales que generaban sobreestimación o subestimación de algunos flujos de agua, como por ejemplo la consideración preliminar de gradientes de precipitación lineales, los que a posteriori fueron modificados a gradientes logarítmicos.

En este punto también se analiza la posibilidad de calibrar el modelo sobre una escala logarítmica de los caudales. Sin embargo, se observa que el modelo en tal caso sobreestima los peaks de caudal y subestima la cantidad de flujo base según se compara cualitativamente con la estimación del flujo base efectuado en el capítulo anterior, en general.

Luego del análisis previo (que consta de muchas más verificaciones que las mencionadas en este informe) se obtiene la calibración de prueba final, la cual se ilustra en la Figura 18, en donde se tiene un volumen de flujo base del 92% respecto del acumulado del filtrado digital. Los parámetros hidrológicos y de ajuste obtenidos en dicha calibración se muestran en la Tabla 10. A pesar de que en el período de validación los parámetros de bondad de ajuste empeoran, se considera que se puede desarrollar el análisis estocástico de los parámetros hidrológicos, dado que al menos el NSE cumple el criterio de ser positivo.

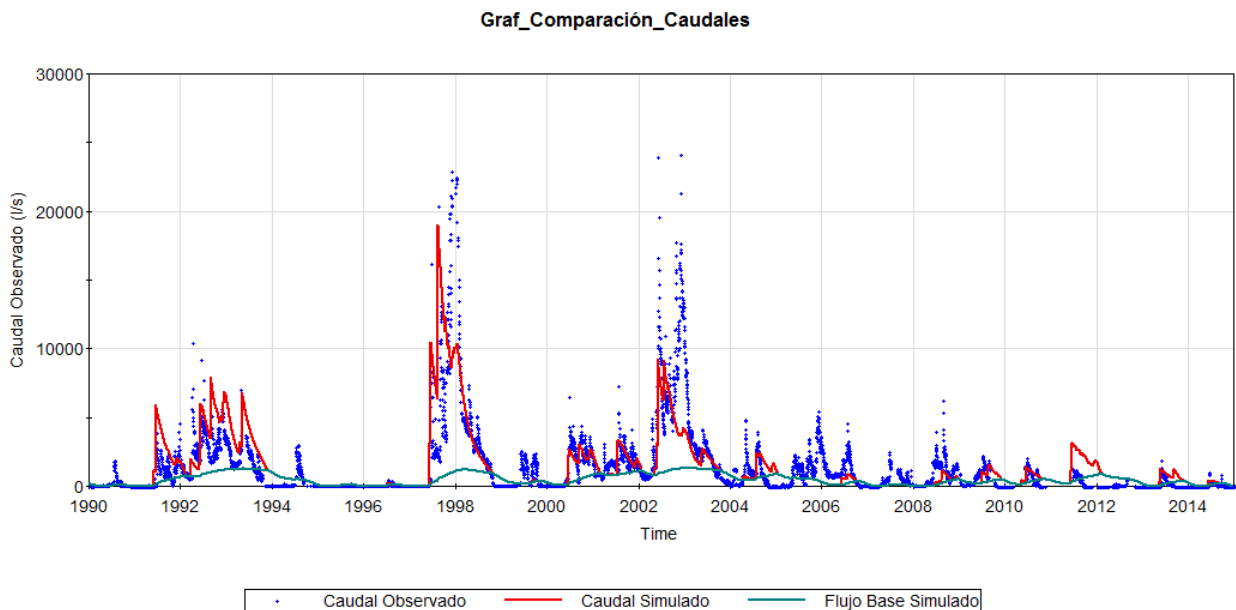


Figura 18: Calibración de prueba del modelo hidrológico. Período 1997-2014

Tabla 10: Parámetros ajustados para calibración de prueba²

Parámetro	Valor	Unidad
AFE	6	mm
AET	22	mm
$C_{d\ min}$	3.8	mm/d/°C
$C_{d\ máx}$	5.5	mm/d/°C
K_{subl}	0.1024	mm/d
b_{subl}	7.74E-04	1/m
CN II	80	-
k_v	1.18	m/d
$k_{ruteo\ sup}$	86	d
$k_{ruteo\ subsup}$	91	d
$k_{ruteo\ subt}$	381	d
T_{umb}	-1.3	°C
T_{ref}	4.1	°C
$FP_{máx}$	15.67	l/s
η_{riego}	0.32	-

² Parámetros de bondad de ajuste a escala diaria

Parámetro	Valor	Unidad
$P_{m\acute{a}x}$	7.3	mm/d
<i>NRMS calibración</i>	4.63	%
<i>NRMS validación</i>	12.29	%
<i>NSE calibración</i>	0.46	-
<i>NSE validación</i>	0.1	-

4.4.- Análisis estocástico

4.4.1.- Método de Montecarlo

Para efectuar el análisis estocástico, se realizan simulaciones que siguen el Método de Montecarlo. Este método requiere de simulaciones sobre problemas que involucran variables aleatorias con una distribución de probabilidad conocida (Ang & Tang, 1975). En virtud de tales probabilidades, produce para cada realización del modelo una muestra de las variables aleatorias, generando una muestra de variables de salida del modelo. De esta forma, Montecarlo permite “transferir” la incertidumbre de las variables aleatorias de entrada del modelo, hacia las variables de salida del mismo.

Esto último implica que a los parámetros hidrológicos (en el caso en estudio, las variables aleatorias) se les debe asignar una distribución de probabilidad previo a la simulación de Montecarlo.

4.4.2.- Distribución de probabilidad de parámetros hidrológicos

En este punto, el único conocimiento potencial de los parámetros hidrológicos corresponde a lo realizado en el proceso de calibración preliminar del modelo. Se definieron rangos aceptables de variación de tales variables, y se obtuvo una combinación de parámetros que calibraba adecuadamente el modelo.

En base a ello, se determinan los rangos de variación para el análisis estocástico, considerando una distribución de probabilidad uniforme para cada uno de los parámetros, bajo un par de salvedades. Por ejemplo, se impone en el análisis que algunos parámetros tengan un nivel de truncamiento de decimales, para evitar valores que

carezcan de sentido práctico, como por ejemplo el número de curva, el AET y AFE. En este sentido, se impone para tales variables una distribución uniforme y discreta.

Una observación importante en la construcción de este análisis radica en la forma en que GoldSim procesa esta información. Para poder correr el método de Montecarlo en GoldSim, se utilizan elementos Estocásticos, en los cuales se pueden definir todas las propiedades anteriormente descritas, de manera que en cada realización, se determina aleatoriamente un valor de cada parámetro, respetando la distribución de probabilidad uniforme que fue asignado a cada uno de ellos.

4.4.3.- Filtros de la muestra

Para poder filtrar cuales realizaciones de ese espectro muestral tienen un sentido de ser analizadas, se elabora un primer filtro: Se discrimina según las realizaciones que cumplan cierta similitud con el caudal medio de flujo base calculado mediante el método del filtrado digital, según:

$$\langle Q_{flujo\ base\ sim}^i \rangle = \pm 20\% \langle Q_{flujo\ base}^{filtrado} \rangle$$

Donde:

- $\langle Q_{flujo\ base\ sim}^i \rangle$ es el caudal medio total de flujo base simulado del periodo 1990-2014 en la realización i, en l/s.
- $\langle Q_{flujo\ base}^{filtrado} \rangle$ es el caudal medio total de flujo base calculado según el método de filtrado digital en el periodo 1990-2014, en l/s.

Por otra parte, se establece un filtro asociado al grado de ajuste del modelo con respecto a los caudales totales simulados. Para ello, se indica como criterio de modelación que se aceptarán las simulaciones de Montecarlo cuyo NRMS < 6 %, respetando lo establecido por Leblanc (1999).

El siguiente filtro relevante de las simulaciones corresponde a la seguridad de riego. El criterio de aceptación consiste en asegurar el cumplimiento de la demanda bruta de los cultivos al menos un 70 % del tiempo. Este valor se considera según lo indicado por CAZALAC y Rodhos (2006), para las zonas de riego del río Rapel.

Finalmente, se impone un filtro de las realizaciones en cuanto deben respetar algunas condiciones sobre los parámetros, como por ejemplo la asociada a los coeficientes de derretimiento mínimos y máximos (según fue expuesto en el modelo conceptual), además

de las siguientes, relativas a evitar problemas numéricos o situaciones que carecen de sentido físico:

$$T_{umb} < T_{ref}$$

$$k_{rut\ sup} < k_{rut\ sub\ sup} < k_{rut\ sub\ t}$$

$$AFE < 0.5\ AET$$

4.5.- Resultados análisis estocástico

Se procede a efectuar el método de Montecarlo, con 20000 simulaciones del modelo en el periodo 1985-2014³. Los rangos de distribución uniforme para las variables aleatorias se ilustran en la Tabla 11. Por otro lado, se tiene que el caudal medio del flujo base obtenido del filtrado digital es de 590 l/s. para el período 1990-2014 (período de interés en el modelo hidrogeológico). Por ende, el rango de realizaciones debe tener flujos base en el rango 472-708 l/s para dicho periodo. El efecto de los filtros anteriormente mencionados genera que solo 15 simulaciones cumplan los criterios impuestos.

Tabla 11: Rango de parámetros para la modelación estocástica del modelo

Parámetro	Rango		Unidad
AFE	6	14	mm
AET	22	30	mm
$C_{d\ min}/$ $C_{d\ máx}$	1	6	mm/d/°C
K_{subl}	0.05	0.4	mm/d
b_{subl}	6E-04	1E-03	1/m

³ Considerando el periodo de estabilización del modelo para los primeros 5 años (1985-1990).

Parámetro	Rango		Unidad
CN II	60	80	-
k_v	0.2	2	m/d
$k_{ruteo\ sup}$	20	100	d
$k_{ruteo\ sub\ sup}$	50	200	d
$k_{ruteo\ sub\ t}$	100	400	d
T_{umb}	-2	3	°C
T_{ref}	2	10	°C
$FP_{m\acute{a}x}$	1	100	l/s
η_{riego}	0.3	0.9	-
$P_{m\acute{a}x}$	0.1	50	mm/d

Para poder observar la distribución que siguen los parámetros hidrológicos en estas 15 series, se normalizan los valores de las variables aleatorias obtenidas para cada simulación filtrada dentro de su rango de movilidad, para observar el nivel de uniformidad de los parámetros en sus rangos admisibles. En la Figura 19 se muestra la distribución de los casos considerados, con los parámetros normalizados, incluyendo también variables de salida que influyen en el propio filtro de simulaciones, como el flujo base medio y la seguridad promedio. Para observar los parámetros calculados de cada realización post-filtro, véase el Anexo D.

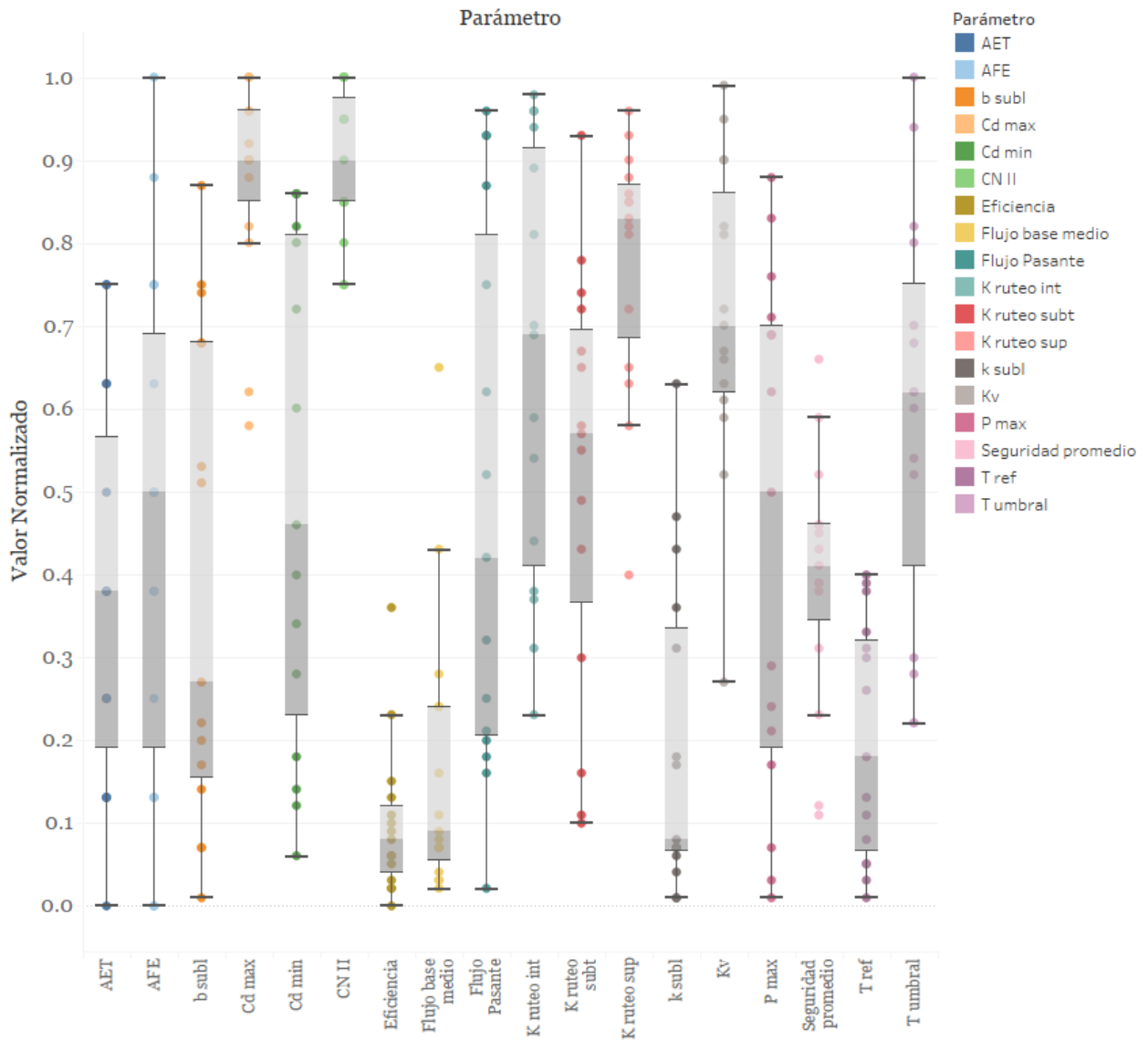


Figura 19: Box-plot de parámetros normalizados para las 15 calibraciones definidas post-filtro

También es importante observar la variabilidad en los parámetros de bondad de ajuste. En particular se muestran en la Figura 20 el NRMS y el r^2 obtenidos del análisis estocástico en un diagrama box-plot.

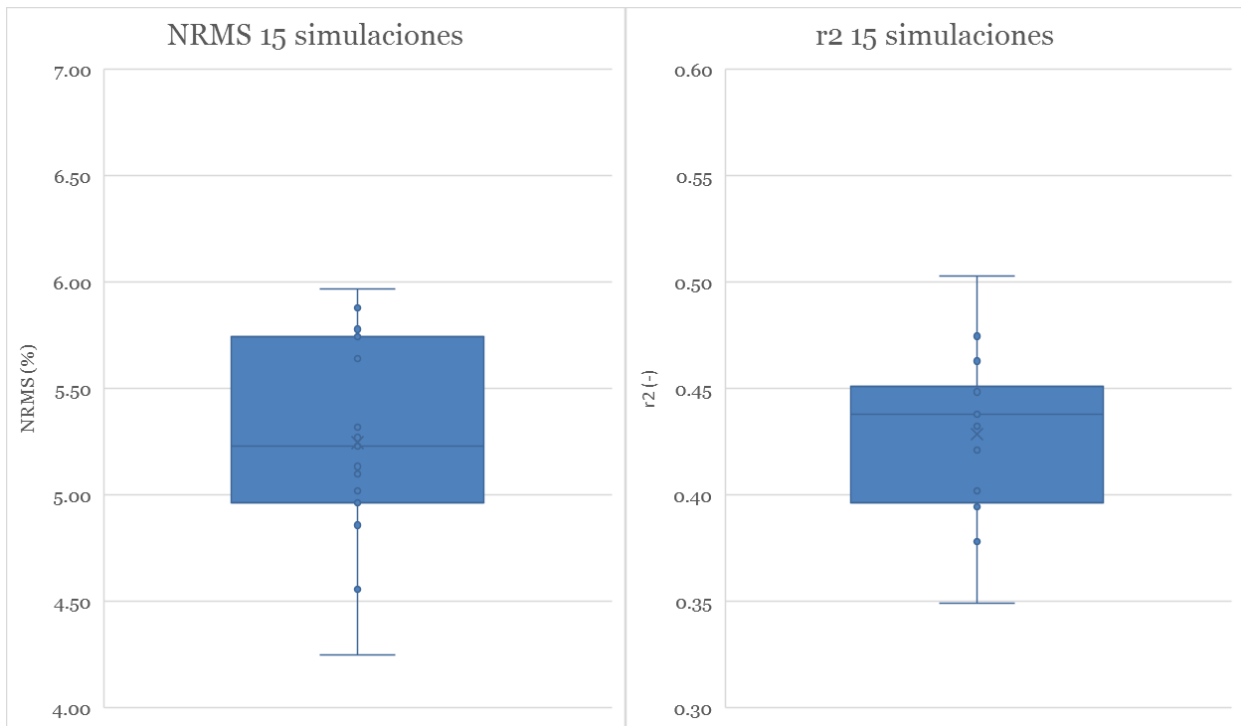


Figura 20: Box-plot de los parámetros de bondad de ajuste (NRMS, coeficiente de correlación) para las 15 simulaciones.

Se puede observar que hay parámetros/variables que muestran un sesgo hacia algún extremo del rango admisible, como por ejemplo el CN II, Eficiencia, Flujo base medio, etc. Muchos de ellos se comportan de dicha manera por su construcción, como por ejemplo los coeficientes de derretimiento.

A modo de ejemplificar la variación entre los escenarios se ilustra la Figura 21, que muestra los 15 escenarios en términos del flujo base para el periodo 1990-2004 y 2004-2014, respectivamente (en tonos azules), en conjunto con el flujo base del filtrado digital (en color rojo).

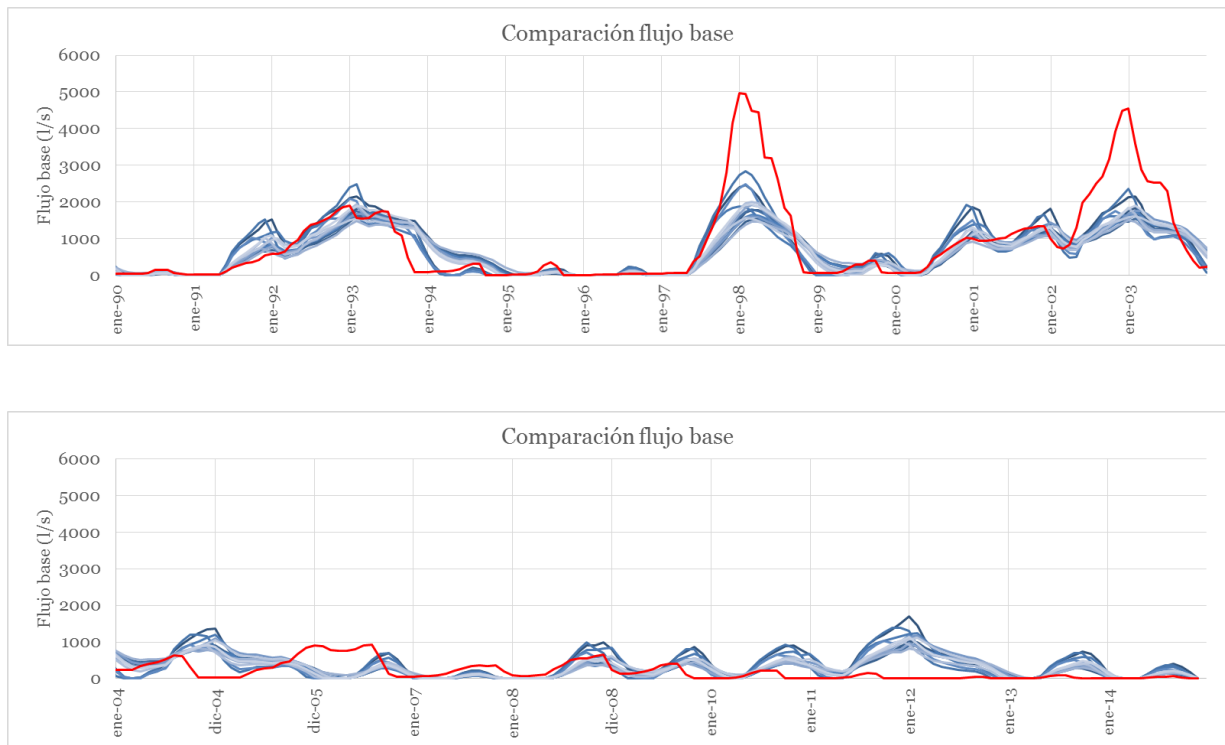
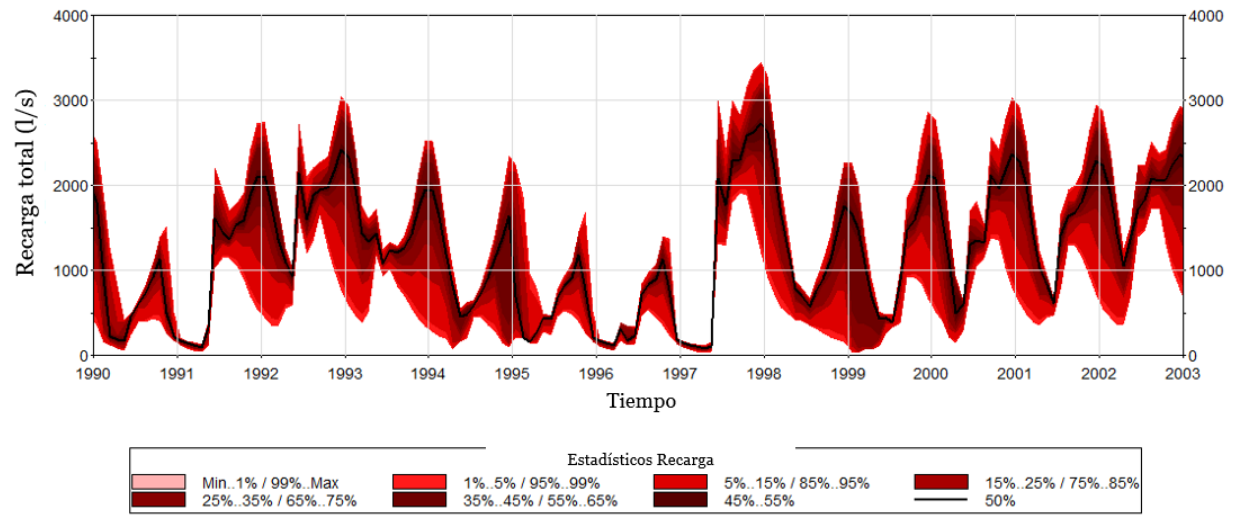


Figura 21: Comparación entre el flujo base del filtrado digital y los escenarios de mejor calibración cuantitativa, período 1990-2015

Por otro lado, se muestra en la Figura 22 la variación probabilística de la recarga simulada por el modelo hidrológico, para las 15 series indicadas en los periodos 1990-2003 y 2003-2014, respectivamente.

Estos escenarios sirven, entonces, de valores de entrada al modelo hidrogeológico en Groundwater Vistas, en cuanto las series de tiempo de recargas se ingresan como condición de borde, generando un modelo integrado superficial-subterráneo. En el capítulo asociado, se discute la metodología asociada a la distribución espacio-temporal con la que esta condición es modelada.

Análisis Estocástico Recarga



Análisis Estocástico Recarga

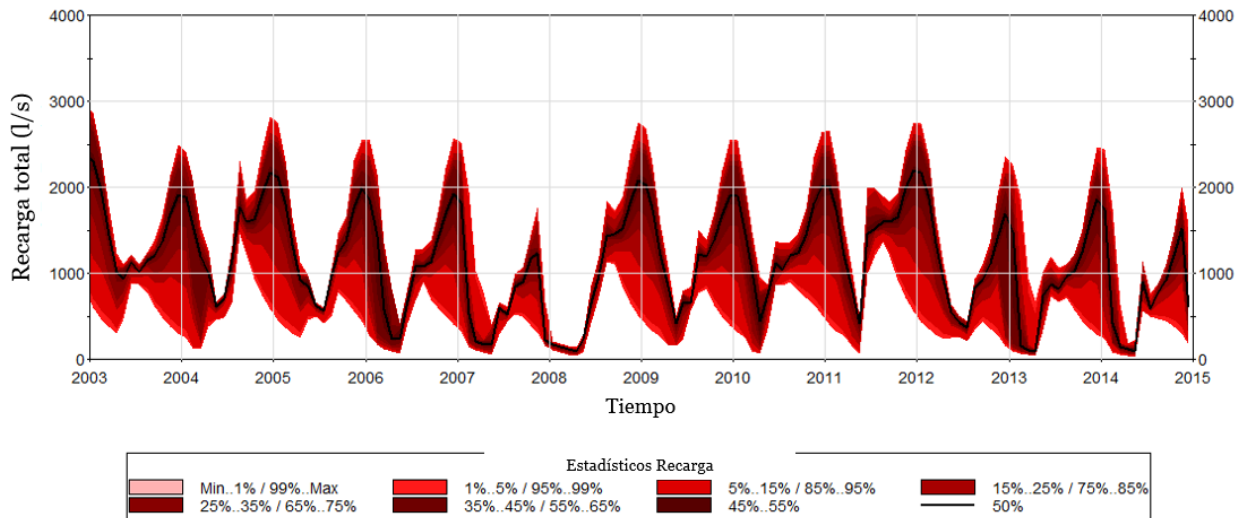


Figura 22: Resultado de análisis estocástico sobre la recarga. Probabilidades para las 15 combinaciones filtradas. Período 1990-2003 (superior) y período 2003-2014 (inferior)

5. Modelo hidrogeológico

La construcción de un modelo numérico hidrogeológico busca plasmar numéricamente el comportamiento del sistema según lo expuesto en el modelo conceptual, en cuanto se dispone de los elementos reales que constituyen el sistema acuífero, tales como los límites geológicos, hidrológicos, ríos, recarga, etc. (SEA, 2012). Para ello, se discretiza el área de estudio y el tiempo, distribuyendo las variables del sistema de manera adecuada y conforme lo determinado en el modelo conceptual. En esta etapa, se establecen también las condiciones iniciales y de borde, de manera de representar el comportamiento del sistema hidrogeológico.

El presente modelo se construirá en el software de interfaz gráfica Groundwater Vistas, el cual dentro de su extensión posee todas las versiones del software de resolución de flujo, MODFLOW. En particular, se utilizará la versión MODFLOW-USG para los cálculos numéricos, el cual resuelve la grilla según el método CVFD (*Control Volume Finite Difference*). Por otra parte, el proceso de calibración se realizará mediante el software PEST, el cual se basa en algoritmos de modelación inversa. La calibración buscará determinar un set de parámetros (conductividad y almacenamiento en zonas) tal que se minimice la diferencia entre los valores observados de niveles y los simulados por el modelo, en los puntos de interés, en conjunto con minimizar la diferencia entre los descensos observados y simulados, de manera de poder replicar adecuadamente la tendencia general que siguen los niveles en el sistema.

5.1.- Aspectos generales

5.1.1.- Dominio de modelación

Según se señaló en el capítulo del modelo conceptual, se determinó considerar una geometría superficial del acuífero de acuerdo al estudio de SERPLAC et al. (1979), en conjunto con un reconocimiento satelital de la zona.

Se considera como límite superior del modelo la elevación del terreno. Dicha información se obtiene de los modelos de elevación digital (DEM).

Por otro lado, se define utilizar como límite inferior del modelo el contacto roca-relleno según lo estimado en el modelo conceptual, considerando un espesor medio del sistema acuífero de 30 metros, uniforme, según la información descrita en el modelo conceptual.

5.1.2.- Definición de la grilla y discretización espacio-temporal

Para definir la grilla del modelo, se determina utilizar una grilla uniforme, estructurada⁴ de 100 x 100 m. Es importante destacar en este punto que, aunque un mayor grado de detalle (grilla más densa, o no estructurada) tiende a beneficiar la precisión de los resultados, esto induce mayores tiempos de simulación, lo cual para los alcances del presente trabajo es un aspecto no deseable, dada la cantidad de calibraciones a realizar.

Se tiene entonces una grilla de 87 filas, 284 columnas y 2 capas de las cuales 43378 celdas se imponen como celdas de no-flujo (88% del total, aproximadamente), dada la geología superficial mencionada en la sección anterior. En la Figura 23 se ilustra la geometría del modelo en Groundwater Vistas, la zonificación realizada, en conjunto con la posición de los pozos y las condiciones de borde.

En cuanto a la discretización vertical del modelo, se determina utilizar un modelo de 2 capas, en donde la capa superior tiene una profundidad uniforme en el dominio de modelación de 15 metros de profundidad (ante la falta de información, se estima a partir de la información presente en SERPLAC et al. (1979) asociada al relleno aguas abajo del acuífero Rapel), al igual que la capa inferior en donde tal límite se define por el contacto roca-relleno, o basamento.

⁴ MODFLOW-USG permite la construcción de grillas no estructuradas, las cuales pueden tener geometrías distintas a las tradicionales, vale decir cuadradas, todas del mismo tamaño.

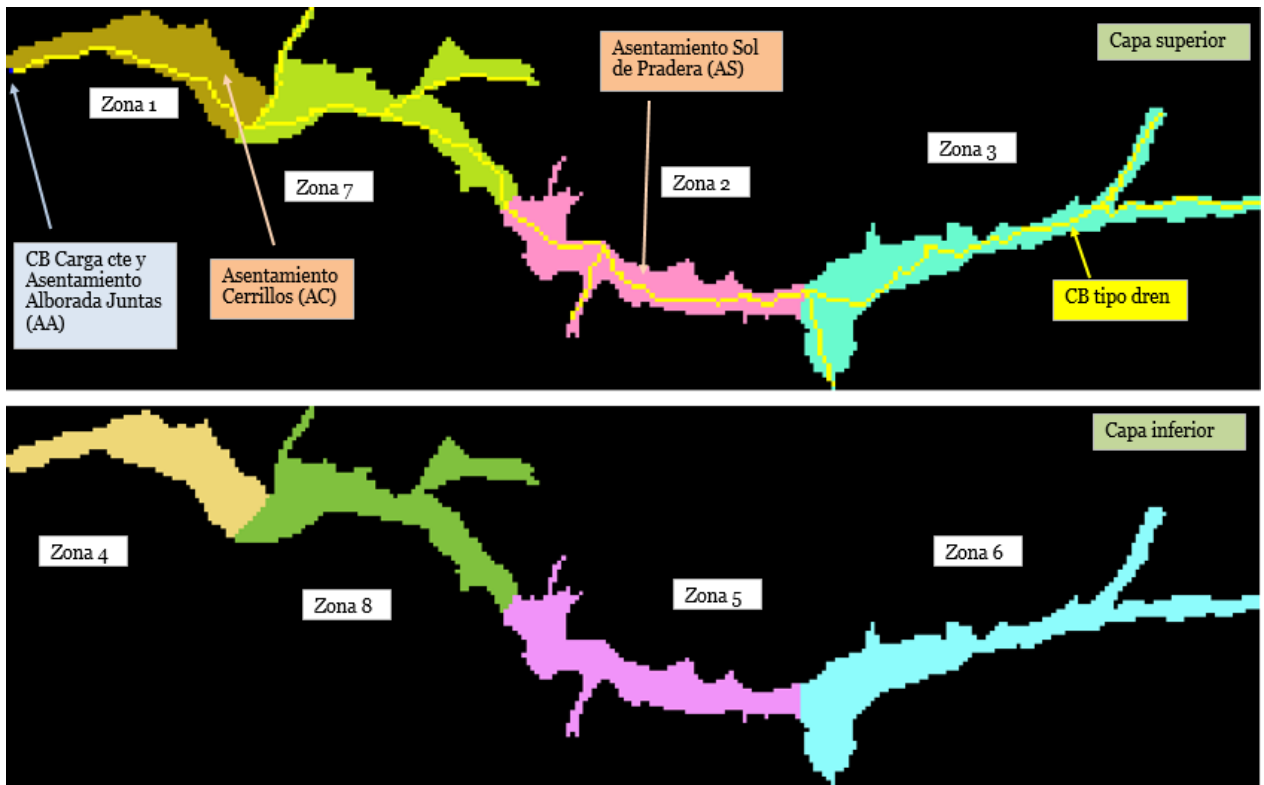


Figura 23: Límite de modelación del acuífero en Groundwater Vistas, en conjunto con zonificación de parámetros, condiciones de borde y ubicación de los pozos. Celdas en color negro se definen como de “no-flujo”

Dado que lo que se quiere evaluar del modelo es el efecto de los eventos de recarga en los niveles del acuífero, y su evolución temporal, se considera una modelación en régimen transiente, donde el periodo 1990-1992 se utilizará como estabilización de la condición inicial (20 años en régimen transiente con condiciones promedio), y se calibrarán los parámetros hidráulicos de las zonas del acuífero (conductividad y almacenamiento) en base a replicar los niveles y descensos observados en el periodo 1993-2014 para dos pozos en la zona en estudio. Para efecto de disminuir los tiempos de simulación, bajo los mismos argumentos en los cuales se sustenta la discretización espacial considerada, se utilizará una discretización temporal a escala mensual. Cada *stress period*⁵ del modelo será

⁵ Se denomina *stress period* a un intervalo de tiempo en donde las condiciones de entrada y salida del sistema permanecen constantes.

entonces de 1 mes, y en cada uno de ellos se determinan 10 pasos de tiempo de cálculo, los cuales no influyen negativamente en los tiempos de simulación.

5.1.3.- Condiciones de borde

El tipo de condición de borde, se debe definir en virtud de los procesos dinámicos que controlan el sistema hidrogeológico (SEA, 2012). En particular, las entradas de agua al sistema en estudio son controladas únicamente por los fenómenos de recarga, de manera que la condición de borde de recarga es adecuada, también considerando los objetivos del presente trabajo. Dado que la cuenca en estudio es una cuenca de cabecera, no se tienen aportes subterráneos desde aguas arriba.

Por otra parte, se determina la modelación de la escorrentía superficial según una condición de borde de tipo dren para representar el efecto de los afloramientos del sistema, mientras que para representar el flujo pasante a través de la sección de salida del modelo (aguas abajo) se impone una condición de borde de altura conocida variable en el tiempo, la cual se sustenta en los registros piezométricos de la estación Asentamiento Alborada Juntas en el periodo 1990-2014.

5.1.4.- Condición inicial

La práctica habitual en modelación hidrogeológica es imponer una condición inicial en base a información piezométrica en la zona de estudio, asociada al momento de inicio de la simulación (SEA, 2012). Sin embargo, cuando no se tiene mayor información de terreno, es usual simular un primer *stress period* en régimen permanente (o en su defecto, en régimen transiente para un periodo considerable de tiempo) de manera de usar su resultado como condición inicial (SEA, 2012).

En virtud de lo anterior, se obtiene la condición inicial en base a un primer *stress period* simulado en régimen transiente, para un periodo de 20 años, considerando los flujos promedios para las condiciones de borde (recarga, altura media). Inicialmente se verifica para un periodo mayor, sin embargo, se nota que para los primeros 10-15 años el modelo logra estabilizarse en cuanto a los balances de agua (modelo parte con el nivel freático en superficie).

5.2.- Construcción del modelo

5.2.1.- Geometría

Como se mencionó previamente, la altura superior del dominio del modelo viene dada por la topografía obtenida de los modelos de elevación digital (DEM), mientras que la geometría superficial del acuífero se determina de SERPLAC et al. (1979) en conjunto con un análisis satelital sencillo basado en la identificación visual de los límites superficiales definido por el contacto roca-relleno.

Por otro lado, se indicó también que se considerará un modelo de 2 capas. Esto último se basa en los antecedentes recopilados en el modelo conceptual, en donde se indica que existen 2 capas predominantes (DGA, 2008), una de alta conductividad y otra semi permeable. Se indica que la capa superior se encuentra del orden de los 6-30 m, de manera que se asume a falta de mayor información una profundidad de dicha capa de 15 m, uniforme en el dominio.

Para la determinación de la profundidad del basamento, se tiene del modelo conceptual profundidades posibles entre 27-35 m (CAZALAC y Rodhos, 2006), mientras que DGA (2008) indica el contacto posible de roca-relleno cercano a los 100 m. En virtud de lo anterior, y en consideración de las profundidades del contacto aguas abajo del acuífero en estudio (SERPLAC et al., 1979) se considera una profundidad uniforme del basamento de 30 m.

5.2.2.- Pozos de observación

Como se mencionó en el modelo conceptual, se tienen 3 pozos de observación con información relevante (ver sección 3.5.4.). El pozo Asentamiento Alborada Juntas se determina como argumento de la condición de borde de altura conocida, utilizando sus registros en el modelo. Por otro lado, los pozos Asentamiento Cerrillos y Asentamiento Sol de Pradera se utilizarán para calibrar el modelo numérico, en base a los registros presentes de cada uno que coincidan con el periodo que se pretende calibrar, vale decir entre los años 1993-2014 (ver sección 3.5.4.).

5.2.3.- Parámetros de calibración y zonificación

Como ya se observó en el proceso de calibración del modelo superficial, lo que se realiza es una variación sistemática de ciertos parámetros, los cuales pueden moverse en un rango sustentado por la conceptualización previa, esto para poder reproducir las variables observadas en el modelo (SEA, 2012), las cuales en este caso en particular corresponden

a los niveles de los 2 pozos mencionados en el acápite anterior para distintos tiempos dentro del periodo de simulación.

De esta manera, se requiere definir los parámetros que serán sometidos a variaciones con tal de lograr el ajuste esperado. Como es usual en un modelo de flujo, se consideran como parámetros de calibración a la conductividad horizontal y al coeficiente de almacenamiento de acuíferos libres. La definición general del coeficiente de almacenamiento (S) se formula según:

$$S = S_y + h S_s$$

Donde S_y es el coeficiente de almacenamiento de acuíferos libres, h es el espesor saturado y S_s es el coeficiente de almacenamiento específico. Para un acuífero libre, se tiene que $S_y \gg h S_s$ y en consecuencia $S \sim S_y$.

El coeficiente de almacenamiento específico no se considera como parámetro. Esto último se sustenta en los registros bibliográficos revisados en el modelo conceptual, en el cual se indica que el acuífero se comporta como acuífero libre. Se verifica, de todas maneras, la sensibilidad del modelo frente a variaciones en dicho coeficiente, obteniéndose sensibilidades menores al 1% aproximadamente, para el rango de S entre $10^{-6} - 10^{-4}$, lo cual sustenta lo argumentado conceptualmente.

La práctica usual en modelación, dada la gran variabilidad espacial de estos parámetros en un acuífero, es la definición de zonas de acuerdo a la interpretación del modelo conceptual (SEA, 2012). Para el caso presente, se determina el estudio de CAZALAC y Rodhos (2006) para la zonificación y para la determinación de los parámetros de conductividad y almacenamiento, como se señala en la sección 3.5.3. La única diferencia con tal caso es la adición de una capa inferior, que represente el estrato de depósitos más antiguos de menor permeabilidad, en conjunto con la adición de una zona intermedia entre las definidas inicialmente por CAZALAC y Rodhos (2006). Esta zona, definida según el color verde claro (Figura 23) busca independizar la calibración de las zonas en donde se ubican los pozos de observación.

Para la unidad hidrogeológica inferior, se considera un rango de conductividades idéntico al rango considerado para la unidad superior, a pesar de lo descrito por DGA (2008). Lo que se busca es analizar si el modelo es capaz de reproducir el comportamiento conceptual esperado, en lugar de restringir el proceso de calibración, dado el desconocimiento general de dicho estrato en cuanto a su permeabilidad. Los resultados de lo anterior se analizan en el capítulo 6.

Dada la falta de mayor información, como pruebas de bombeo u otras que puedan aportar con un espectro más grande de valores posibles para las propiedades hidráulicas del sistema hidrogeológico, se determina adoptar el siguiente criterio para el rango aceptable de valores de los parámetros: Para el coeficiente de almacenamiento de acuífero libre, se utilizará el rango 0.01-0.15 para todas las zonas, en virtud de lo regularmente aceptado para acuíferos libres con material del tipo gravas y arenas (SEA, 2012). Para el coeficiente de almacenamiento específico, se asume un valor de 10^{-5} , dada la geología y el comportamiento presente en el acuífero (tendencia a ser libre). Por otro lado, se adoptará un rango para las conductividades según los datos de CAZALAC y Rodhos (2006) y los valores aceptables según el tipo de unidad hidrogeológica (tipo de relleno indicado en el estudio de DGA, 2008). Con ello se tienen los rangos de la Tabla 12.

Tabla 12: Rangos de parámetros utilizados para la calibración de los parámetros hidrogeológicos

Parámetro	Zona 1-8	Unidad
Kx	1-300	m/d
Sy	0.01-0.15	(-)

5.2.4.- Condición de borde de recarga en el modelo

Como se desarrolló en el capítulo 4, el principal output del modelo hidrológico estocástico corresponde a un número de series temporales de recarga al acuífero. En particular, dada la estructura del modelo hidrológico, el caudal de recarga se calcula según el ruteo de la percolación con un embalse lineal, para cada banda de elevación del modelo que presente relleno no consolidado donde no se tenga riego, mientras que en las zonas con riego se establece una percolación asociada a la ineficiencia de la conducción y método de riego. Dado que el modelo hidrogeológico se discretiza con periodos de estrés 1 mes, se promedia la totalidad del caudal de recarga para cada mes de simulación.

En cuanto a la distribución espacial de la recarga, se considera la zonificación de la misma de manera uniforme, de donde se tienen las tasas medias para cada periodo de estrés, las cuales son ingresadas al modelo hidrogeológico.

5.3.- Metodología de calibración

5.3.1.- Calibración

En la práctica general, se reconocen dos enfoques de calibración, estos son el método de calibración manual, basado simplemente en modificar los parámetros manualmente bajo ciertos criterios de conocimiento del sistema y análisis bajo prueba y error, y la calibración asistida que utiliza algoritmos de modelación inversa⁶ (SEA, 2012). Usualmente el proceso de calibración manual toma más tiempo, por lo cual, dadas las características del presente trabajo se utilizará el método de calibración asistida.

El software a emplear para tal propósito es PEST, el cual fue desarrollado por John Doherty de Watermark Computing. Una de las ventajas de este software es que gran parte de su funcionalidad viene incluida dentro de Groundwater Vistas, de manera que los archivos con los que trabaja PEST pueden ser creados directamente desde la interfaz de GWV. Sin embargo, también es útil tener en cuenta que estos archivos pueden ser elaborados de manera externa, en los casos que el modelo así lo requiera.

En resumen, dado que se está trabajando con zonas representadas por parámetros, lo que PEST requiere para el proceso de calibración son los rangos en los que puede mover dichas variables, y una condición inicial de parámetros, la cual comúnmente se tiene con los valores del modelo conceptual. Otras características también le deben ser indicadas al software, las cuales están más relacionadas con la forma de iterar y encontrar una solución óptima al problema inverso.

Es importante realizar una breve reseña del algoritmo de modelación inversa de PEST. La función objetivo sobre la cual PEST opera es la suma de los residuales al cuadrado (\emptyset):

$$\min \emptyset = \left\{ \sum_{i=1}^n (w_i (o_i - s_i))^2 \right\}$$

⁶ Se entiende por modelación inversa o problema inverso al problema en el que la salida del modelo es el input, mientras que los parámetros y las entradas, en teoría, representan el output.

Donde o_i es el valor observado del periodo i , mientras que s_i es el valor simulado en el periodo i . w_i es el peso relativo de cada dato. PEST entonces busca minimizar este factor, en base al cálculo de una matriz jacobiana, que contiene el valor de la derivada de cada observación con respecto a cada uno de los parámetros. Luego de ello comienza a buscar mejoras sucesivas utilizando parámetros propios del problema de optimización, los cuales para efectos prácticos no se detallan en el presente documento.

5.3.2.- Criterios de aceptación

Para verificar que el proceso de calibración generó un ajuste apropiado y representativo de los fenómenos que se desean reproducir, lo usual es evaluar los resultados de forma cualitativa y cuantitativa.

La evaluación cualitativa simplemente busca justificar que el modelo es capaz de reproducir las tendencias observadas. En este punto es importante considerar la información proporcionada por el modelo conceptual, entendiendo que la base principal de una buena calibración es que el modelo numérico sea consistente con el modelo conceptual (SEA, 2012).

Por otro lado, un criterio pseudo-cualitativo común en la calibración es el análisis del balance hídrico del sistema. La guía del SEA (2012) indica que el error en el balance (diferencia porcentual entre los flujos de entrada y salida del modelo numérico) debe ser inferior al 1% (en valor absoluto) al final de cada *stress period* del periodo de calibración.

En términos cuantitativos, se tienen índices o estadísticos de uso común en modelación subterránea. Uno de ellos es el MAE, o error medio absoluto. Uno de los criterios indicados en esta guía para el MAE es de (a lo más) un 5% de la diferencia máxima de niveles piezométricos observados en la zona. Otro de los estadísticos comunes es el NRMS, el cual fue utilizado en el proceso de calibración y filtro en el modelo hidrológico. En el caso de modelación hidrogeológica, también se utiliza el criterio del 10% (Leblanc, 1999).

Un aspecto relevante dentro de la calibración, es el proceso de validación del modelo. Para ello, se utiliza un conjunto diferente de observaciones para las cuales se busca observar si el modelo refleja las tendencias esperadas. Es importante señalar que debe tenerse presente que siempre existirá incertidumbre (la cual motiva el presente trabajo), de manera que lograr una calibración/validación absoluta no es teóricamente posible (SEA, 2012). Dados los objetivos del presente trabajo, entonces, no se realizará un proceso de validación, en cuanto la incertidumbre se trabajará de manera directa mediante el efecto de la recarga estocástica.

5.3.3.- Aplicación en PEST

Para realizar todo el anterior proceso de manera automática, PEST posee diversas herramientas. En particular, se impondrán ciertos criterios para la calibración, relativos al valor de \emptyset . Para ello es importante mencionar la manera en la que se construye dicha variable.

En primer lugar, se descompone el valor de \emptyset en dos componentes:

$$\emptyset = \emptyset_{nivel} + \emptyset_{descensos}$$

De donde el \emptyset_{nivel} corresponde a la suma de los residuales (considerando peso) al cuadrado relativos a las mediciones de nivel, mientras que $\emptyset_{descensos}$ representa la suma de los residuales (considerando peso) al cuadrado relativos a las mediciones de descensos relativos. Se entiende por descenso relativo al valor del nivel en el tiempo i versus el tiempo $i-1$:

$$Descenso_i = Nivel_i - Nivel_{i-1}$$

La razón que sustenta la consideración de los descensos en la calibración con PEST subyace en poder caracterizar de manera adecuada no solo los niveles observados, sino que también las tendencias generales, junto con la forma en que el nivel reacciona frente a forzantes externas tales como un evento de recarga fuerte.

Dado que los descensos presentan valores menores que los niveles (orden centímetro vs orden metro), el considerar igual peso para cada grupo de observaciones (niveles y descensos) implica que PEST minimizará \emptyset concentrándose en la componente de mayor aporte relativo, la que en tal caso será \emptyset_{nivel} . Es por lo anterior que se debe considerar un valor diferente para $w_{descenso}$ tal que $w_{descenso} > w_{nivel}$. En virtud de lo obtenido de los valores observados, y de forma tal que el aporte de ambos componentes tienda a ser el mismo, se debe tener que $w_{nivel} = 1$ y $w_{descenso} = 3$.

El proceso de calibración realizado con PEST constará de 7 iteraciones como máximo (en virtud de los tiempos de simulación dado que cada iteración demora aproximadamente 1-2 horas, de manera que cada modelo demora aproximadamente 10 horas en calibrar, lo que se consideró como tiempo máximo), donde en cada iteración el software busca una combinación de parámetros dentro de los rangos admisibles tal que reduzcan la función objetivo a partir del cálculo de una matriz Jacobiana, la cual en su forma matricial se escribe:

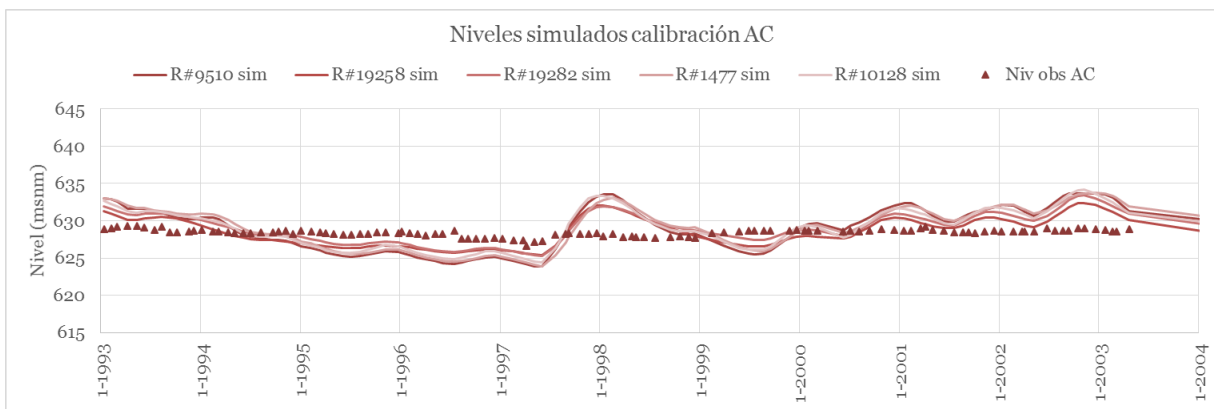
$$J_{i,j} = \frac{\partial o_i}{\partial p_j}$$

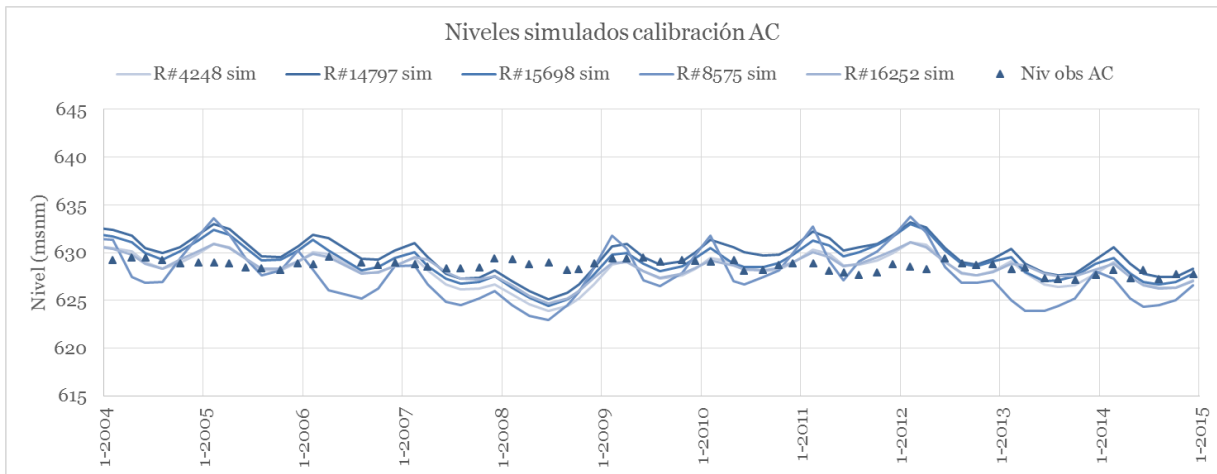
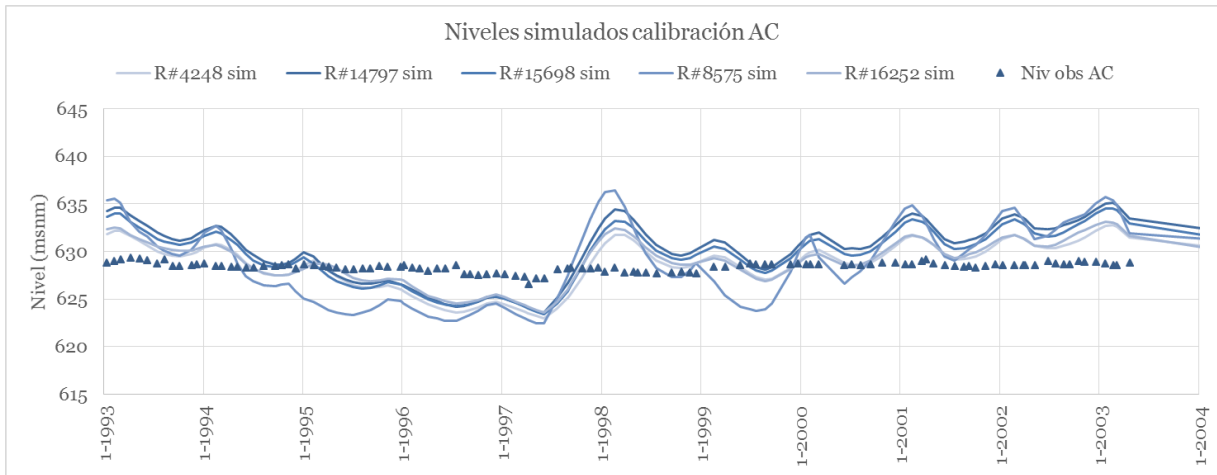
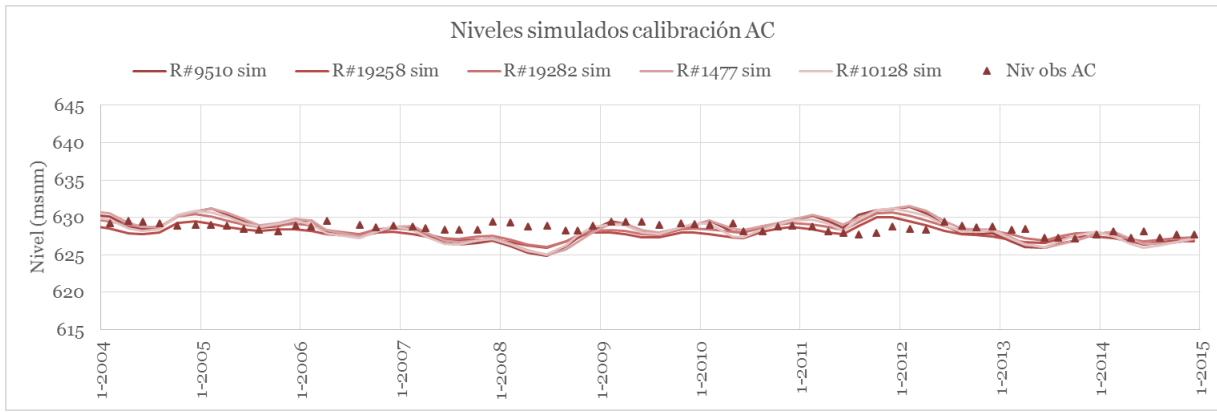
Donde o_i es la observación i , y p_j es el parámetro de calibración j . Para el cálculo de dicha matriz, se debe correr el modelo 1 vez por cada parámetro. Luego de ello, se busca una minimización en base a una formulación matemática matricial, con ciertos parámetros que permiten el ajuste. Este proceso se realiza para cada iteración, de donde se intenta disminuir la función objetivo hasta llegar al número de optimizaciones máximo o hasta que no se logre una disminución de la función objetivo para un número consecutivo de iteraciones. Para el detalle del algoritmo de PEST en conjunto con otros detalles no desarrollados en el presente documento, se recomienda visitar el manual (Watermark Numerical Computing, 2016).

5.4.- Resultados del modelo numérico

En base a lo establecido en las secciones anteriores, se procede a ilustrar los resultados de las calibraciones realizadas por PEST para las 15 series de recarga.

Los resultados de calibración para las 15 series (simuladas vs observadas) se pueden observar en la Figura 24 y Figura 25, para los pozos Asentamiento Cerrillos y Asentamiento Sol de Pradera, respectivamente. Cabe señalar que, para una mejor visualización de estos resultados, se separaron las series en 3 grupos de 5 series según su NRMS.





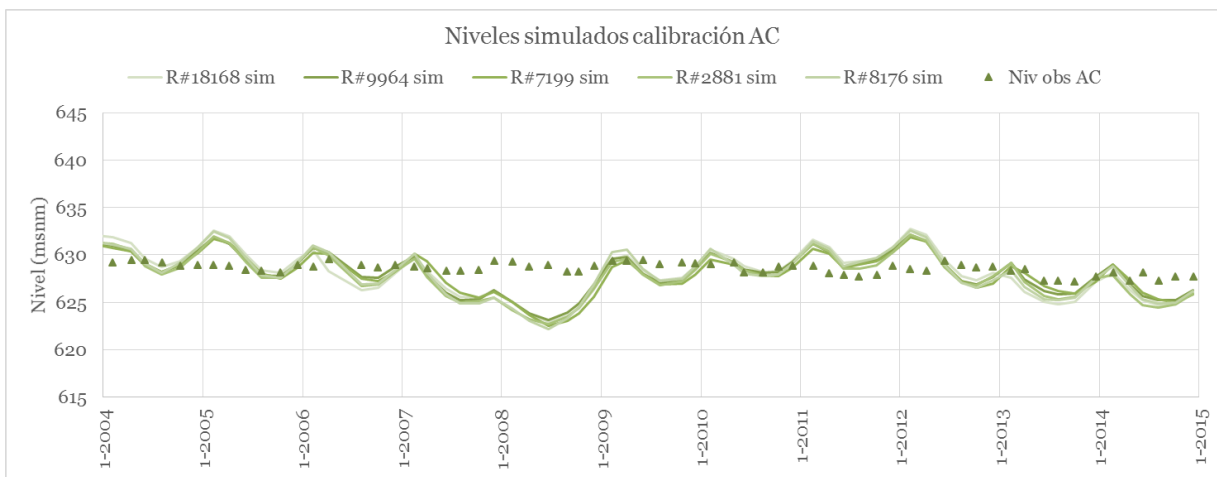
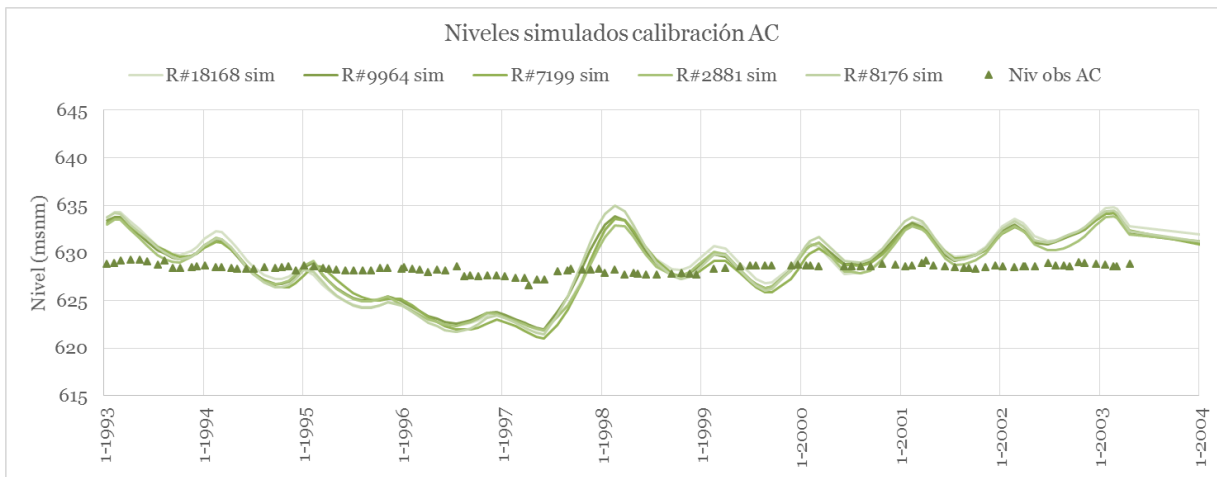
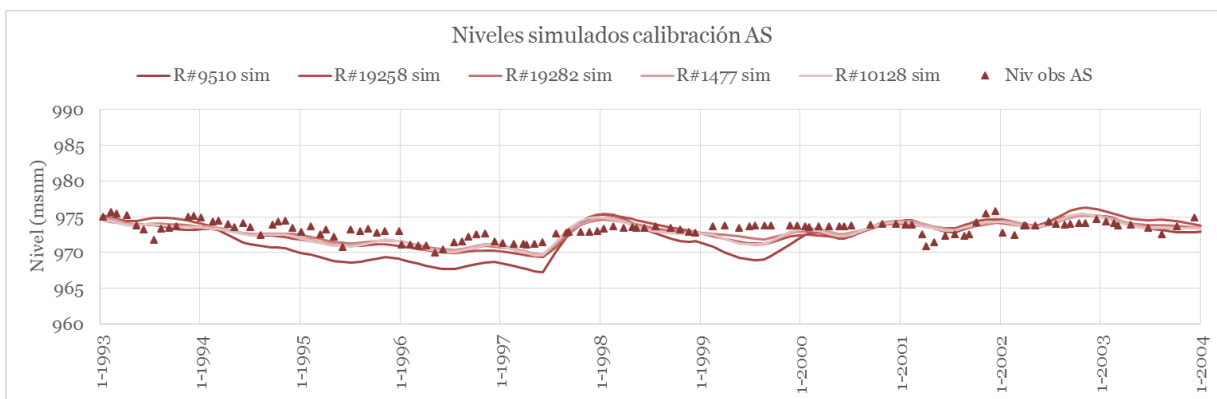
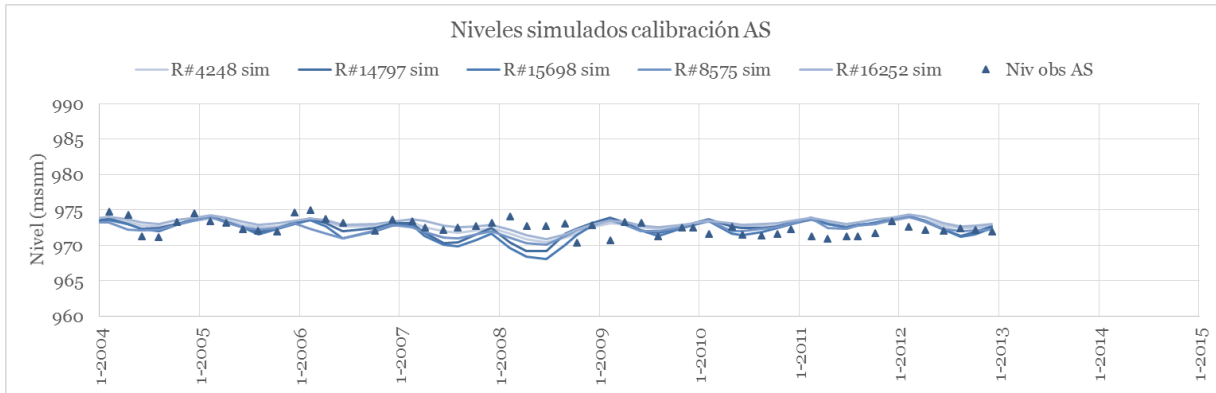
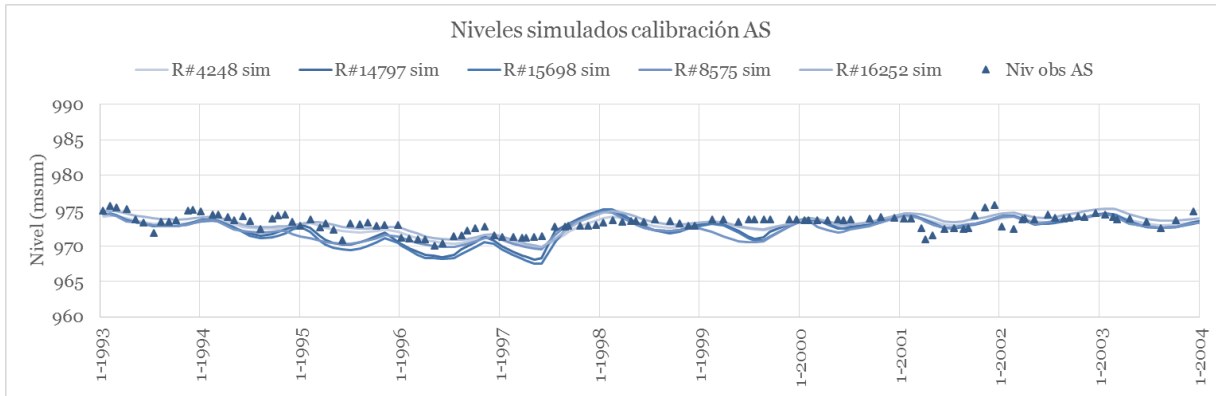
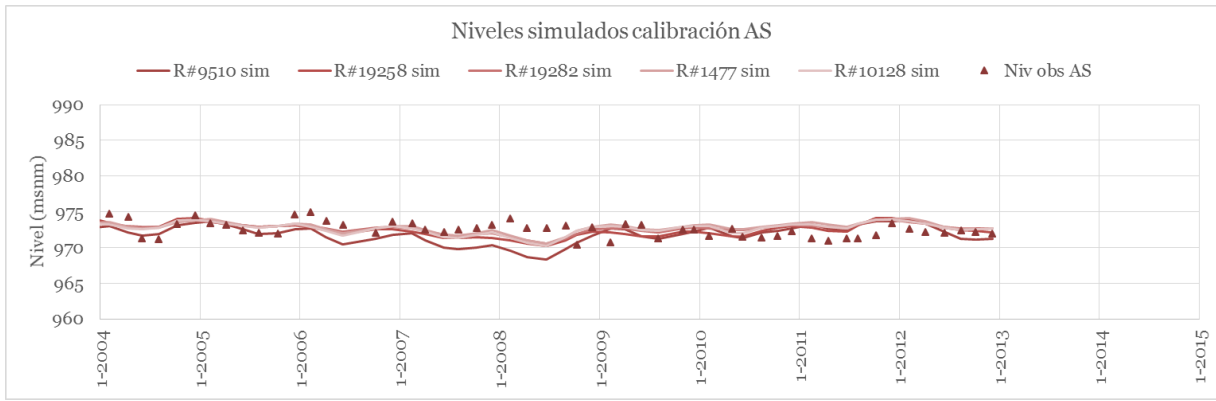


Figura 24: Niveles observados versus simulados pozo AC, para los 3 grupos clasificados según NRMS (en rojo mejor NRMS, en azul NRMS medio, en verde peor NRMS)





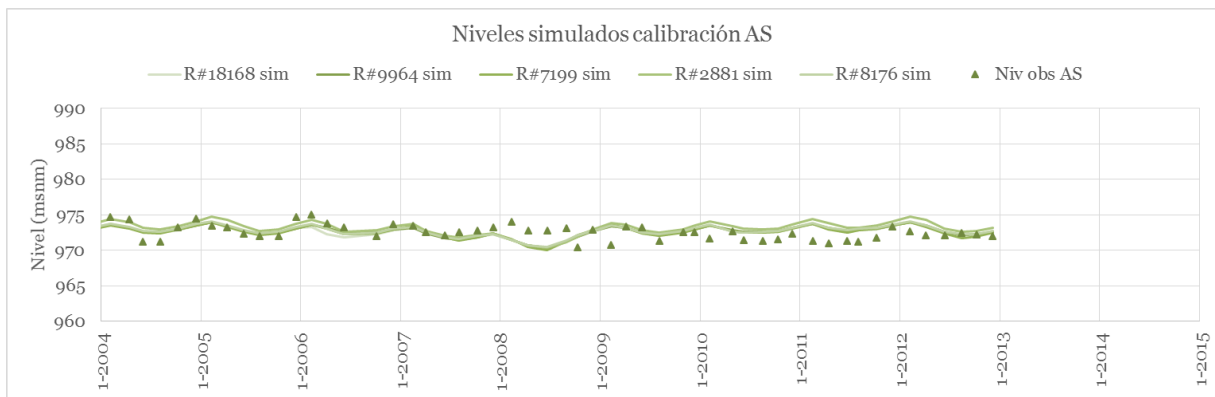


Figura 25: Niveles observados versus simulados pozo AS, para los 3 grupos clasificados según NRMS (en rojo mejor NRMS, en azul NRMS medio, en verde peor NRMS)

Para cuantificar el grado de ajuste de cada calibración, se muestran en la Tabla 13 los índices generales para cada simulación, mientras que en la Tabla 14 se tienen los coeficientes r^2 de cada pozo para cada simulación. Lo último busca evaluar la temporalidad en la calibración de los pozos.

Tabla 13: Índices de ajuste de la calibración para cada simulación

Realización	NRMS (%)	RMS (m)	MAE (m)
R#2881	0.61%	2.1	1.6
R#4248	0.47%	1.7	1.3
R#7199	0.64%	2.2	1.7

Realización	NRMS (%)	RMS (m)	MAE (m)
R#8176	0.68%	2.4	1.8
R#9510	0.67%	2.3	1.9
R#9964	0.61%	2.1	1.6
R#14797	0.67%	2.3	1.8
R#15698	0.63%	2.2	1.8
R#19258	0.44%	1.5	1.3
R#19282	0.42%	1.5	1.2
R#1477	0.54%	1.9	1.5
R#8575	0.78%	2.7	2.1
R#10128	0.52%	1.8	1.5
R#16252	0.46%	1.6	1.2
R#18168	0.66%	2.3	1.8

Tabla 14: Coeficientes de correlación r^2 de cada pozo

	AC	AS
R#2881	0.21	0.32
R#4248	0.22	0.32
R#7199	0.21	0.28
R#8176	0.20	0.32
R#9510	0.15	0.23
R#9964	0.21	0.31
R#14797	0.22	0.30
R#15698	0.21	0.28
R#19258	0.08	0.29
R#19282	0.12	0.30
R#1477	0.16	0.25
R#8575	0.13	0.22
R#10128	0.12	0.25
R#16252	0.18	0.32
R#18168	0.21	0.30

El balance volumétrico de cada simulación (o error de cierre) se cumple a cabalidad, teniéndose en el peor caso un error máximo de 0.05% para un *stress period* en particular de una de las simulaciones, bajo la premisa de que tener un máximo de 1 % de error se considera aceptable (SEA, 2012).

En el Anexo E se puede encontrar el detalle de la distribución de los parámetros obtenidos en cada serie, en conjunto con los estadísticos asociados, mientras que en la Figura 26 y Figura 27 se ilustra la dispersión de los parámetros calibrados con PEST mediante un gráfico de cajas (box-plot) para la conductividad horizontal y el almacenamiento, respectivamente.

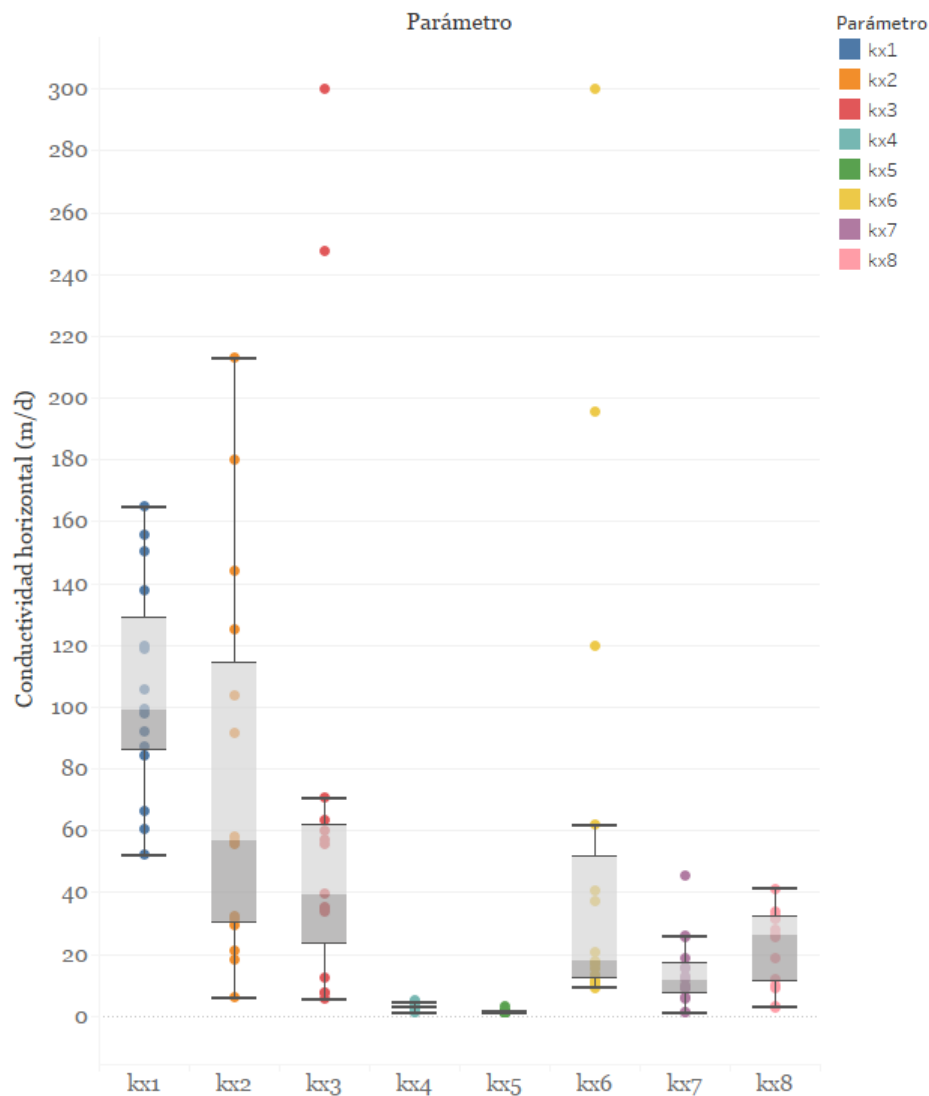


Figura 26: Box-plot de las conductividades horizontales calibradas en las 8 zonas definidas

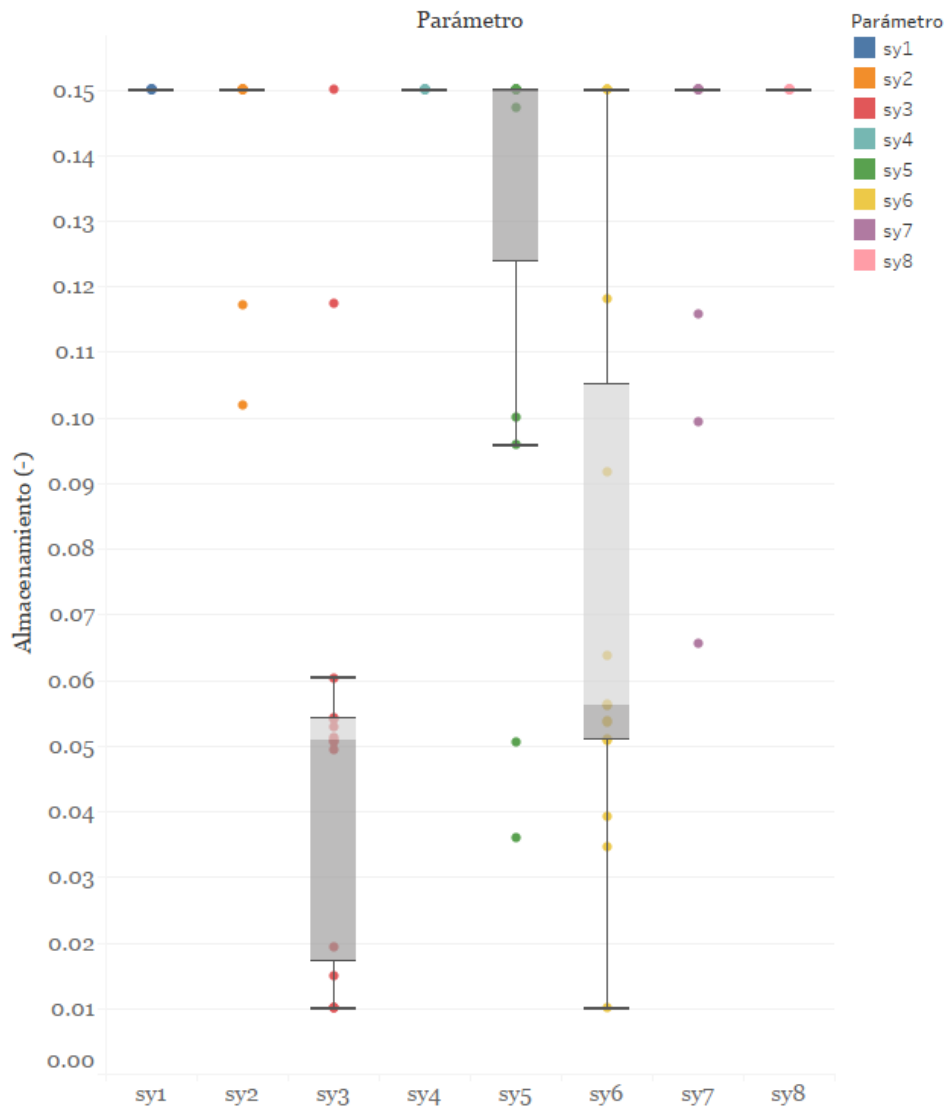


Figura 27: Box-plot de los almacenamientos de acuífero libre calibrados en las 8 zonas definidas

6. Discusión y análisis de resultados

6.1.- Modelo conceptual e hidrológico

Para el análisis del modelo conceptual realizado, se debe tener en cuenta que el objetivo principal del presente trabajo es obtener un set probable de parámetros de conductividad y almacenamiento del sistema hidrogeológico en estudio. Para ello se debe caracterizar adecuadamente la recarga al sistema en base al modelo hidrológico. Por esta razón, se discutirán brevemente los supuestos considerados en la construcción del modelo conceptual y sus efectos en los resultados del trabajo.

Por otro lado, dadas las características de la cuenca en estudio, como por ejemplo la gran variabilidad en las cotas mínima y máxima, existe una gran dependencia espacial con la altura de las propiedades meteorológicas, como la precipitación y la temperatura. Esta es la razón principal por la que se emplea una discretización espacial en bandas de elevación, al mismo tiempo que una discretización similar a la empleada por Gupta et al. (2009, celdas de 1 km²) significa un incremento innecesario en la dificultad en cuanto variaciones espaciales más específicas debiesen haber sido consideradas para las variables del modelo.

Gran parte de las metodologías escogidas para representar los procesos superficiales del modelo se deben a su capacidad de reproducir la variabilidad con la altura, o en su defecto, con la temperatura. Las que no dependen de la altura de manera directa, se escogieron por simplicidad y por cumplir con el principio de parsimonia: por ejemplo, el método curva número para la determinación de la infiltración, en donde se asume un único número de curva, representativo de toda la cuenca. Existen otros métodos más sofisticados para este proceso, como por ejemplo el método de Green-Ampt (Chow, 1988), sin embargo, no se consideró para evitar una sobre-parametrización del modelo.

En relación a los procesos que determinan el modelo superficial, se construyen gradientes con la cota topográfica de precipitación y temperaturas extremas para la cuenca. Para ello, se considera un gradiente promedio representativo de cada mes (de todos los mayo en el registro, por ejemplo) en base a la información total disponible. Este proceso podría haberse realizado de manera más precisa, tomando por ejemplo un gradiente representativo de cada mes de los años a considerar en la simulación histórica del modelo, o bien un gradiente promedio de cada mes en una división de lustros o décadas del periodo de simulación. La gran desventaja de esta simplificación radica en posibles diferencias para los periodos hidrológicos en los que no se tenga una situación promedio (sequias extremas o periodos húmedos, para el caso en estudio). Si bien esto último pudiese haber sido aplicado en GoldSim, representa una importante cantidad de horas de procesamiento de información meteorológica.

Dentro del análisis cualitativo de la calibración de prueba del modelo hidrológico se observa la consecuencia del anterior supuesto, ya que existen ciertos meses (como por ejemplo el de junio de 2011) que no son replicados adecuadamente por el modelo numérico, los cuales presentan un gradiente mensual diferente al promedio como se puede observar en la Figura 28. En este caso en particular, se tienen un par de tormentas en el mes las cuales se produjeron, posiblemente, bajo un fenómeno de precipitación convectiva, tal que no es posible generar un gradiente, dada la gran variabilidad de las precipitaciones, además del hecho de que la cantidad de lluvia caída en el mes es mucho mayor al promedio (vale decir, una distribución diferente en forma y magnitud). Dado que se toma como estación base a Cogotí Embalse, se está sobreestimando la cantidad de agua caída en la parte alta de la cuenca, generando un caudal simulado mucho mayor al observado (a modo de ejemplo, se sobreestima en un 50% aproximadamente la precipitación en Las Ramadas, que es la estación a mayor cota en la figura).

Sin embargo, se optó por tomar la alternativa simplificada en virtud de los objetivos finales del trabajo, en cuanto un modelo hidrológico con una muy buena (y única) calibración no es el objetivo, sino que generar un análisis estocástico sobre los parámetros que sirva de input para el modelo hidrogeológico mediante la recarga (múltiples “calibraciones” admisibles). Para sostener lo anterior, es que se realiza una validación de la corrida de prueba del modelo GoldSim, la cual, a pesar de evidenciar mayor error en tal período respecto del periodo utilizado para la calibración, aún se considera admisible, principalmente por el valor del NSE a escala diaria (>0).

Otra de las limitantes del modelo hidrológico es la falta de estaciones meteorológicas con mediciones de precipitación en la parte alta de la cuenca (cota superior a 1400 msnm). No se encontró registro de estaciones de precipitación, en efecto solo se dispuso de una estadística (en general incompleta) de un par de estaciones de ruta de nieve, las cuales sin embargo no permiten concluir respecto de algún comportamiento general. De esta forma, se valida el gradiente en la parte alta simplemente verificando que en la cota máxima se presente una tasa aceptable según el mapa de isoyetas, en este caso de aproximadamente 500 mm/año en promedio.

Respecto al gradiente de temperaturas con la cota, se tiene que se respetan los gradientes usuales en la bibliografía (DGA, 2011), lo cual es muy relevante dada la cantidad de procesos dependientes de esta variable en el modelo hidrológico. A pesar de que en este caso se tiene menor sensibilidad a las condiciones meteorológicas extremas (periodos de sequía o húmedos), el supuesto de un gradiente promedio mensual también puede afectar para años de modelación con condiciones extremas. El argumento para justificar este punto es similar al descrito en el párrafo anterior.

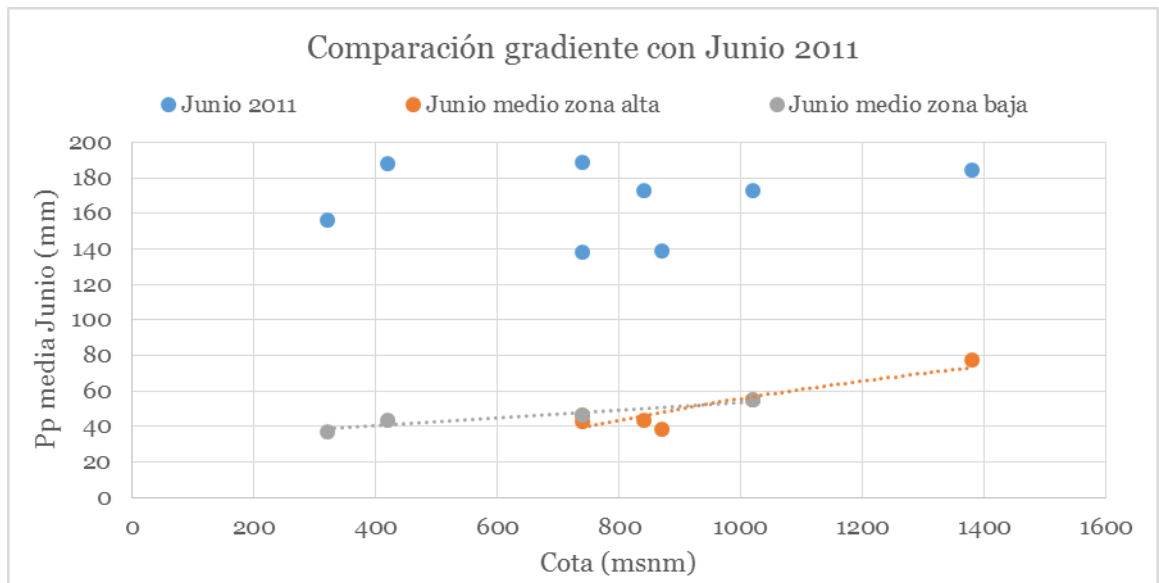


Figura 28: Comparación gradiente promedio calculado para junio versus gradiente para el mes de junio 2011

Por otro lado, se hace especial hincapié en una similitud cuantitativa del flujo base simulado y el calculado según el método del filtrado digital. De hecho, este es uno de los filtros del análisis estocástico, en cuanto se busca representar de mejor manera este flujo por sobre el escurrimiento total de salida de la cuenca dada su relación intrínseca con el proceso de recarga.

En esta misma línea, la calibración del flujo base del filtrado digital en lugar de la calibración de la escorrentía total parece una opción sensata. Sin embargo, tal alternativa se desechó pues la metodología del filtrado digital genera datos estimados (no reales), en desmedro del caudal, el cual es un valor observado. En efecto, la metodología de filtrado digital posee incertidumbre pues los valores de los parámetros están basados en valores medios asociados a 65 cuencas de Norte América, según fue presentado por Eckhardt (2008). Claramente, el hecho de que la cuenca en estudio sea nivo-pluvial, genera un grado de incertidumbre respecto a cómo cuantificar el aporte del derretimiento en el flujo base. Es altamente probable que los parámetros que fueron utilizados (0.98 y 0.8, ver sección 3.6.1.) no sean representativos del comportamiento real del sistema, lo que debe ser considerado en el análisis cualitativo del flujo base y los resultados posteriores.

Además, otra de las variables importantes en el cálculo del flujo base simulado es la determinación del flujo pasante. Dado que para generar una serie temporal de recargas al modelo hidrogeológico se requiere correr el modelo hidrológico, solo un proceso iterativo podría determinar adecuadamente el flujo pasante, en base al flujo simulado en el modelo numérico subterráneo. Dados los objetivos del presente modelo, se decide analizar

estocásticamente dicho flujo, y simplemente concluir en base a posibles diferencias con el flujo calculado por el modelo hidrogeológico.

En cuanto al proceso de evaporación en la zona sin riego, existen diversas fuentes de incertidumbre en el sistema. De este fenómeno se obtienen 2 parámetros que se someten a análisis estocástico (AET, AFE). Sin embargo, dada la metodología escogida se tenían más parámetros con potencial de ser considerados (a y b de la evaporación potencial, $K_{c\ max}$, K_{cb} etc.), cuyos valores fueron asignados según información bibliográfica. Supuestos que, nuevamente, se utilizan para no entregar tanto grado de libertad a la calibración.

Por otro lado, es importante señalar el efecto que tiene la evaporación real sobre la determinación de la percolación (recarga) al sistema hidrogeológico en la zona sin riego. Existiendo suficiente agua en el módulo suelo (almacenamiento) se tendrá que la percolación real es igual a la percolación potencial, al igual que la evaporación, de donde la infiltración es el factor que controla tales procesos y cantidades en cada tiempo de la simulación.

Respecto a la recarga efectiva en la zona sin riego, ésta depende de diversos factores, como la cantidad de infiltración y evaporación, en conjunto con propiedades asociadas a la geometría del acuífero. El procedimiento para determinar la recarga potencial, busca cuantificar con una fórmula empírica el comportamiento físico del proceso, en cuanto una zona con mayor área superficial de relleno debiese ser capaz de admitir más recarga entrante que una zona con predominancia de roca impermeable, en términos promedio.

En general, los procesos de acumulación, derretimiento y sublimación de la cobertura nival suelen ser de difícil estimación. El método grado-día es ampliamente utilizado para cuantificar el fenómeno de derretimiento, sin embargo, posee en su definición diferentes simplificaciones, las cuales son adquiridas en mayor grado por el coeficiente de derretimiento, el cual se calibra para poder reproducir los procesos. Se propone para estudios posteriores considerar otras metodologías más exactas, como percepción remota para el cálculo del SWE (Cornwell et al, 2016).

Por otra parte, la sublimación es, en general, un parámetro de muy difícil estimación, y sobre el cual solo hace un par de años se han comenzado a llevar a cabo estudios más robustos. En virtud de esto, se determina la utilización de una fórmula empírica, de manera que los parámetros de calibración se lleven el peso de la caracterización del fenómeno. A modo de verificación de que la tasa de sublimación obtenida del modelo tenga sentido físico, se considera el estudio de Vuille (1996), el cual asocia una cantidad de SWE sublimada según la cota, según se mencionó en la sección específica, a su vez que para estos efectos se verifica que no se genere una acumulación progresiva de cobertura nival en el modelo (formación de glaciar).

En este ámbito, se observa que la sublimación en general cumple con los rangos normales, presentando en la calibración de verificación, por ejemplo, valores máximos de 4.5 mm/d para la banda de mayor cota de la cuenca (4900 msnm, Figura 39), mientras que el derretimiento máximo se calcula en 30 mm/d para la banda de 3500 msnm (Figura 40). En cuanto a los valores presentados por Vuille (1996) para el SWE sublimado, se tiene para tal caso que a 3000 msnm el SWE alcanza un 11%, a 4000 msnm se presenta un 45 %, y a 5000 msnm se calcula en un 91%, lo cual es coherente con lo postulado por el autor. También se verifica lo anterior con lo calculado por Jara (2017) para la cuenca alta del río Copiapó, donde se obtienen pérdidas por sublimación que varían entre 36 y 78 % de la nieve caída anualmente. A pesar de lo anterior, el modelo no siempre logra representar adecuadamente las crecidas por deshielo (ver Anexo D, Figura 42).

Nuevamente, se propone la utilización de una metodología más precisa para el cálculo de la sublimación (ver DeWalle y Rango, 2008), en conjunto con una validación del modelo en cuanto a la representación de dichos procesos, lo cual escapa del alcance del presente trabajo.

Para la zona de la cuenca que presenta riego, se tiene que en general los caudales estimados de demanda bruta en base a la metodología utilizada se modelan de manera adecuada, siguiendo lo obtenido en el informe de CAZALAC y Rodhos (2006). Una de las limitantes de esta modelación corresponde a la forma de integrar los procesos de pequeña escala, vale decir las captaciones puntuales de caudal desde el río.

Se tiene, por ejemplo, que los derechos superficiales consuntivos (permanentes) que la DGA maneja en su base de datos están del orden de los 200 l/s, mientras que la demanda bruta alcanza aproximadamente los 800 l/s promedio. Además, se tiene poco control respecto de las reglas de operación de las extracciones a nivel predial, lo que influyó en la decisión de modelar los caudales captados de manera global en la cuenca.

Sin desmedro de lo anterior, se tiene que la consideración del fenómeno de riego incide positivamente en cuanto a su efecto en la recarga al acuífero. Una de las principales motivaciones de lo anterior subyace en los niveles observados en los pozos presentes. En ellos se puede observar que los niveles, en general, son relativamente insensibles a los fenómenos superficiales de recarga invernal (o de precipitación), mientras que se presentan leves aumentos en el nivel para periodos de primavera y verano, los cuales pueden ser explicados por la presencia de recarga por riego en el acuífero.

De esta manera, el modelo busca reproducir principalmente dos cosas: un correcto balance de agua que cuantifique, a su vez, posibles eventos en donde no se pueda suplir la totalidad de la demanda, lo cual es coherente con lo que sucede en la realidad, mientras que también busca caracterizar adecuadamente la recarga por riego, principalmente en el periodo de primavera-verano, en virtud de lo observado en el comportamiento de los

niveles de los pozos. Esto claramente tiene sentido en cuánto prácticamente dos tercios del relleno aluvial considerado presentan algún grado de riego.

Es importante señalar que el presente modelo no considera el efecto de la recarga por filtración desde el mismo río. Se plantea como posible el efecto de lo anterior en la recarga total, sin embargo se considera no modelarlo directamente en el modelo hidrológico dada principalmente la escasa cantidad de información relativa a caudales superficiales hacia el interior la cuenca o relativa a afloramientos o pérdidas del río en tramos intermedios (Tabla 2). Se concluye que la inclusión de tal proceso entregaría mayor robustez al modelo, y posiblemente justificaría la posibilidad de representar la recarga neta al acuífero de una manera más “uniforme” temporalmente, de acuerdo a lo observado en los niveles en los pozos.

Finalmente, dados los caudales de recarga obtenidos del modelo hidrológico GoldSim, del orden de los 500-1400 l/s versus los menos de 200 l/s según Rodhos (2014), sus consecuencias en el resultado del modelo hidrogeológico, y entendiendo que la subcuenca en estudio es nivo-pluvial, parece lógico pensar que el aporte al flujo base tal como fue estimado por la metodología del filtrado digital presenta una componente de procesos de derretimiento lento de la cobertura nival, y de esta manera la recarga en el modelo, en virtud de los filtros del análisis estocástico asociados al flujo base, estaría sobreestimada.⁷

Una manera de poder solucionar lo anterior es poder contar con una estación de calidad de aguas que sea capaz de muestrear isotópicamente dicho punto, así pudiendo separar las aguas que posean un alto grado de, por ejemplo, el isótopo ³⁵S (sulfuro-35) para cuantificar la contribución del derretimiento de tiempo de residencia menor a 1 año (Urióstegui et al., 2017), o también utilizar algún trazador para cuantificar la cantidad de agua que presenta tiempos de residencia subterráneos considerables.

⁷ Según el esquema de la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, se tiene que el derretimiento tiene el potencial de recargar al acuífero. Sin embargo, en la práctica, la modelación entrega que el aporte según lo anterior es nulo, dado que la cantidad de tormentas que generan nevazón en cotas menores a 1500 msnm (donde se ubica el acuífero) es nula, de manera que la totalidad de derretimiento se calcula en el sistema como escorrentía directa.

6.2.- Análisis estocástico

Uno de los principales supuestos dentro del análisis estocástico de los parámetros es la consideración de una distribución uniforme de éstos dentro de sus rangos admisibles. Hay casos, de todas formas, en donde se presenta un sesgo en la distribución (hacia algún extremo, por ejemplo) luego de los filtros impuestos. Sin embargo, esto se sustenta en el hecho de que el mismo filtro de realizaciones toma la responsabilidad de distinguir cuales son los rangos que con mayor probabilidad generarán una calibración cuantitativamente adecuada, lo que a priori se desconoce. Esto se puede apreciar en lo observado en la Figura 19.

Por otro lado, es relevante notar la elección del filtro de caudal medio de flujo base. Para ello, se debe entender la conexión intrínseca de este flujo con el caudal de recarga al sistema. Como ya se mencionó en algún punto del presente documento, la sección de control de escorrentía se encuentra justo aguas abajo de una zona de angostamiento del relleno fluvial, de manera que representa una zona con alta probabilidad de presentar afloramientos del caudal subterráneo (en este punto sería útil tener información de campo que constate tal hecho). De esta manera, se puede asumir que gran parte del flujo base en tal sección se debe al afloramiento del agua desde el suelo, consecuencia del ruteo subterráneo del caudal de recarga (ver esquema de la Figura 4).

Con lo anterior, acotar el caudal de recarga mediante la limitación del flujo base en virtud a una magnitud conocida aunque no medida (filtrado digital) es lo más apropiado dada la información presente.

Es importante también respetar las condiciones simuladas de seguridad de riego, dada su relevancia en los procesos de flujo dentro de la cuenca. Por ello el análisis estocástico también considera acotar tal variable, para poder reproducir, entre otras cosas, la recarga por riego de manera más adecuada.

El filtro asociado al NRMS cumple una función meramente cuantitativa, acotando también los índices de ajuste del modelo en base a diferencias entre lo observado y lo simulado para el caudal total en la sección, privilegiando en el análisis las combinaciones que generan un modelo hidrológico con una mejor calibración.

6.3.- Modelo hidrogeológico

Una de las principales limitantes o problemáticas del presente trabajo de título es la falta de información relativa al modelo conceptual hidrogeológico. Como se pudo observar en el capítulo 3, la mayor parte de la información se obtiene de estudios anteriores en los

cuales se entregan valores muy aproximados de conductividades, potencia del acuífero, etc.

Además de la incertidumbre natural modelada a través de la recarga desde el modelo hidrológico, se tiene una gran incertidumbre basada en la falta de información subterránea (falta de perfiles, mayor cantidad de pozos, pruebas de bombeo, etc.), las cuales en conjunto pueden afectarse de una forma no deseada, de manera que el análisis final de los resultados debe tener en consideración estos problemas, en cuanto se debe reconocer la fuente de los comportamientos del sistema y el efecto real de las fuentes de incertidumbre. En relación a lo anterior, las habilitaciones de pozos presentes en el lugar no entregan información robusta que permita sustentar una apropiada conceptualización del sistema hidrogeológico.

Es cuestionable, dentro de este punto, la validez de la realización de un análisis estocástico, dada la extensión insuficiente del modelo conceptual hidrogeológico. Queda propuesto para futuros trabajos dentro de la línea de investigación asociada a incertidumbre el poder construir un modelo conceptual robusto (para éste u otro modelo de ejemplo), que permita darle mayor peso al análisis estocástico, limitando la incertidumbre del modelo únicamente a lo relativo a la parametrización del mismo.

Dado lo anteriormente descrito, se realiza un modelo conceptual que sigue la línea de lo establecido por CAZALAC y Rodhos (2006) en cuanto a la separación de unidades hidrogeológicas y algunos parámetros de referencia, mientras que se considera lo indicado por DGA (2008), quienes además de algunos parámetros de referencia entregan una profundidad aproximada del sistema acuífero (basamento). La información de mejor calidad asociada a la hidrogeología es la geología superficial del relleno, en la cual se basa el dominio de modelación.

Respecto a la zonificación de los parámetros hidráulicos, se determina utilizar la zonificación de CAZALAC y Rodhos (2006) para todas las propiedades de ambos estratos, con la consideración de la disgregación de la zona media. El principal motivo de tal separación busca poder independizar las zonas con pozos de observación presentes del efecto recíproco de la calibración de ambos pozos de observación, dado que inicialmente se encuentran en zonas contiguas, de donde puede generarse afectación mutua en la calibración general.

Por otro lado, una de las dificultades fundamentales de la modelación hidrogeológica consistió en la conceptualización de la recarga al sistema. Como se mencionó brevemente en la sección 5.2.4., la recarga que entrega GoldSim como output del modelo hidrológico constituye el caudal total aportante al acuífero asociado a los procesos subterráneos de toda la cuenca con zona de relleno. Justamente es el objetivo del presente trabajo observar

cuán sensible es el sistema a la serie de recarga ingresada como condición de borde, dentro de un espectro de soluciones posibles.

También es destacable discutir la veracidad del supuesto asociado a la distribución espacial uniforme de la recarga en el modelo hidrogeológico. El comportamiento de los niveles simulados en el pozo AC podría indicar, por ejemplo, que tal zona en particular cuenta con una tasa de recarga diferente (menor) a la presente en el pozo AS, ya sea por la afección de una zona de riego cercana, con tasas relativamente constantes de recarga, o bien por una interacción río-acuífero que permite que los niveles en tal sector se comporten de una manera “plana”. Se determina, entonces, que una distribución de recarga por zonas habría sido más precisa, lo cual se recomienda para futuros trabajos.

Los resultados de la calibración muestran que en general la recarga modelada según la metodología expuesta en el presente informe, simula un comportamiento en los niveles mucho más variable que los niveles observados. Esta situación es mucho más clara en el pozo AC. En efecto, tomando el promedio de las simulaciones, el porcentaje del error total en los niveles asociado al pozo AC es de un 78%, llegando al 90% para la simulación de mayor recarga.

Lo anterior también se evidencia en la calibración de los almacenamientos de acuífero libre. De la Figura 27 se observa que las zonas 1 y 4 (y gran parte de las zonas del modelo) calibran al almacenamiento máximo admitido (15%) en todas las simulaciones. Es claro que PEST busca, numéricamente, aumentar el almacenamiento para aumentar la capacidad reguladora del acuífero en cuanto a sus entradas y salidas de agua.

No obstante, las calibraciones cumplen con los criterios cuantitativos sugeridos por el SEA (2012) asociadas a error de cierre del balance volumétrico, NRMS y MAE, en donde este último es del orden de un 0.5% de la diferencia máxima de niveles observados (Tabla 13). Además, cada una de las 15 simulaciones presentó una diferencia porcentual de la recarga impuesta versus la simulada de un 0.03%, lo cual indica que no existe pérdida de recarga debido a, por ejemplo, secado de celdas.

Por otro lado, se tiene que la calibración entrega una parametrización de las conductividades acorde con lo establecido en el modelo conceptual, en donde en promedio la conductividad horizontal del estrato inferior es menor a la del estrato superior.

En virtud de los resultados, es interesante establecer el grado de afección que cada parámetro del modelo tiene sobre el resultado final de la calibración del mismo. Para ello, se dispone de una herramienta de PEST, la cual calcula un “coeficiente de sensibilidad compuesto” a partir del cálculo de la matriz jacobiana en cada iteración del proceso de optimización.

Con el fin de poder entender tal valor, se decide normalizar la sensibilidad bruta de cada parámetro con respecto a los valores extremos obtenidos, para una misma realización, donde 100% indica el parámetro con mayor incidencia dentro de la simulación, mientras que los otros porcentajes, menores, representan la sensibilidad relativa en el resultado final de la calibración. En el Anexo F se ilustra la matriz de sensibilidad normalizada, para cada parámetro y para cada realización.

Mediante el análisis de tal matriz y una comparación con la distribución de los parámetros (Figura 26, Figura 27), se pueden obtener resultados interesantes. Dentro de ésta misma línea, es importante notar que la dispersión que presentan algunos parámetros puede guardar relación con la sensibilidad “real” que el modelo presenta frente a cambios del valor del parámetro frente a las forzantes (recarga) en términos de la calibración del modelo, pero también puede estar relacionada con un grado de insensibilidad del valor del parámetro respecto de la calibración general.

Para ejemplificar lo anterior, se decide realizar un análisis de sensibilidad de algunos parámetros que presentan el comportamiento descrito. Por ejemplo, si se observa el parámetro kx_3 , se tiene que éste presenta una sensibilidad normalizada cercana al 0%: en otras palabras, cambios en su valor, no deberían afectar de gran manera la calibración general, manteniendo los demás parámetros constantes. Por otra parte, del box-plot de la Figura 26 se observa que tal parámetro, si bien posee una distribución de cuartiles definida entre 5-70 m/d aprox., presenta 2 simulaciones con “outliers” o puntos atípicos, del orden de los 200-300 m/d. Esto último se sustenta en la insensibilidad del modelo respecto de variaciones en este parámetro, y en efecto se simula tal escenario (R#7199) con un kx_3 de 1 m/d, obteniéndose un NRMS de 0.65 %, lo que representa el aumento en un 2% del error. El comportamiento en la capa inferior (kx_6) es análogo.

Por otra parte, se analiza un caso particular observado de la Figura 26 en donde se tiene que el parámetro kx_8 (no afectado de manera directa en la calibración por ningún pozo), presenta la segunda mayor sensibilidad luego de kx_1 (33% kx_1). Es posible que lo anterior guarde relación con un efecto de peraltamiento de los niveles provocado por el efecto indirecto de ambos pozos en la interfaz entre dicha zona y las zonas contiguas. Para verificar que la dispersión de la conductividad en tal zona si está relacionada con la recarga ingresada al sistema, se simula el escenario R#8575, con un kx_8 de 1 m/d, obteniéndose un NRMS de 1.02% y un RMS de 3.6 m, lo cual representa un aumento del error en la calibración de aproximadamente un 30%.

Respecto de la zona donde se ubica el pozo AS, en particular se analizó el parámetro kx_5 , que presenta una sensibilidad normalizada máxima de 44% kx_1 para la realización R#19258. Ceteris paribus, se simula con un kx_5 de 100 m/d, obteniéndose un NRMS de 1.66%, vale decir un aumento del error en un 277%.

En cuanto al análisis de la sensibilidad de los almacenamientos, se realiza la misma metodología para la zona 1 (sy_1), la cual presenta el mayor grado de influencia del modelo ante un cambio en los almacenamientos calibrados (ver Anexo F). Si se toma la simulación R#7199, bajando el almacenamiento de 15% a 1%, el NRMS aumenta a 0.71%, lo que representa un aumento del error de aproximadamente 11%.

En virtud de los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad mencionado anteriormente, se puede identificar que, a pesar de que gran parte de los almacenamientos son calibrados hacia el límite superior aceptable, cambios en el valor de este parámetro no afectan fuertemente la calibración global. En contraste, es la conductividad en las zonas 1, 8 y 5 las que dominan la calibración global en la gran mayoría de las simulaciones.

También es interesante notar la relación entre la sensibilidad bruta (calculada por PEST) y la recarga media. Si observamos un gráfico de la sensibilidad versus la recarga para las conductividades kx_1 y kx_2 , se tiene que mientras la sensibilidad de kx_1 aumenta con la recarga, la de kx_2 disminuye (Figura 29). En otras palabras, esto justifica con mayor fuerza que es el pozo AC, de la zona 1 el que controla en gran medida la calibración, a medida que la recarga estimada aumenta. No obstante lo anterior, no se tiene un escenario de recarga en el cual la zona 2 domine la calibración global, como se puede observar en la figura.

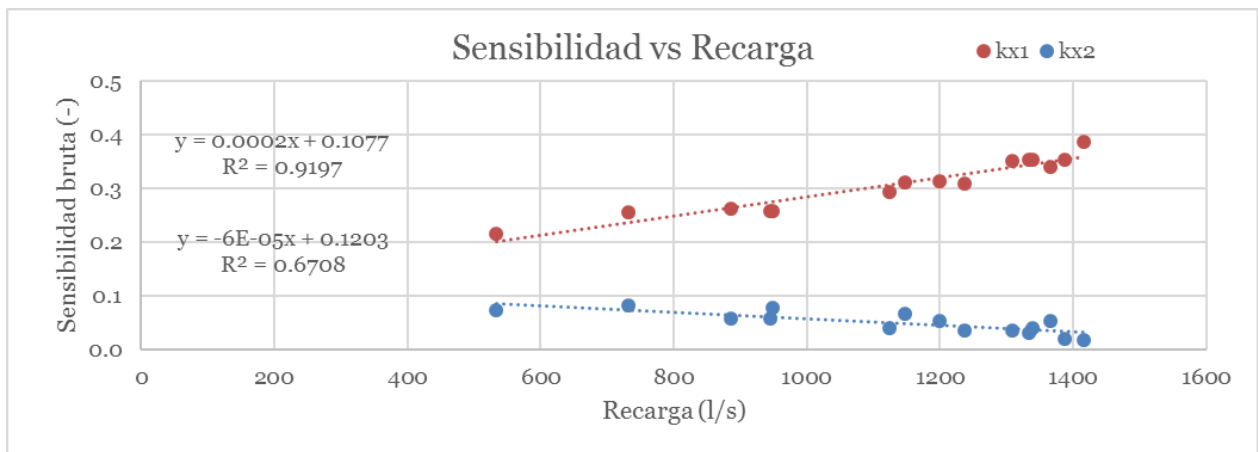


Figura 29: Sensibilidad bruta versus recarga media para kx_1 y kx_2

El software PEST busca numéricamente disminuir el error asociado a tal pozo, el cual según se observó en la calibración es el que presenta una mayor sensibilidad frente a la recarga, no siendo capaz el modelo de representar adecuadamente la tendencia general de los niveles en tal punto. En efecto, las mayores sensibilidades promedio del modelo se tienen para la conductividad kx_1 y el almacenamiento sy_1 (0.309 y 0.075 de sensibilidad bruta, respectivamente).

Ahora bien, es interesante notar si existe una relación entre el grado de error relativo de la calibración de un pozo con respecto al otro y la recarga asociada a cada serie calibrada. Para ello se tiene el gráfico de la Figura 30, en donde se observa que existe una leve tendencia general del aumento el error del pozo AC a medida que la recarga media impuesta aumenta.

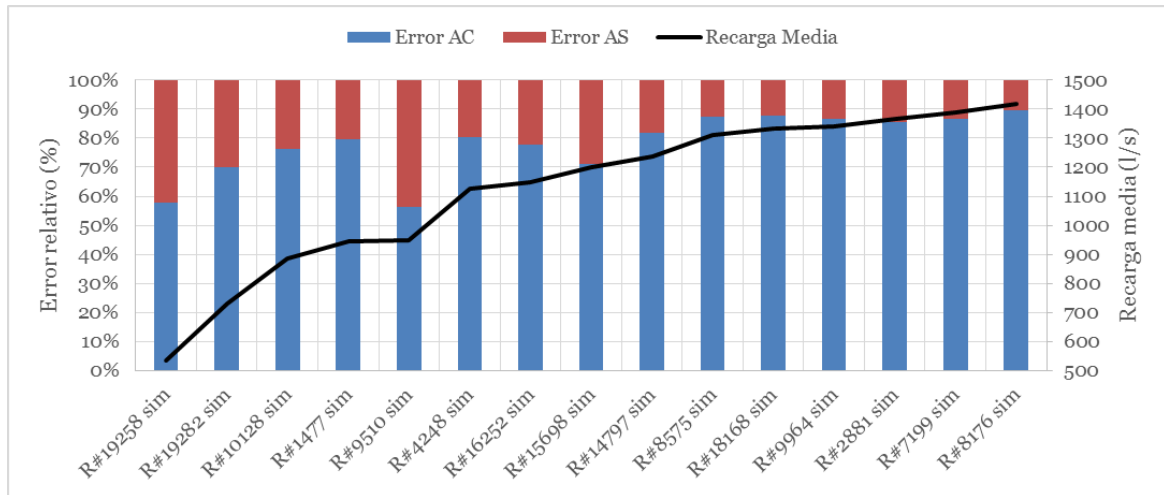


Figura 30: Comparación Recarga media vs Error relativo de la calibración de los pozos

Por otro lado, en la Figura 31 se ilustra la relación entre el NRMS y la recarga media. También se tiene una leve tendencia general de aumento del NRMS cuando la recarga media aumenta, sin embargo, existe mucha variabilidad en este caso. En resumen, puede aseverarse que el aumento en la recarga afecta principalmente la calibración del pozo AC, y no tanto a la calibración del pozo AS, el cual logra compensar en algún grado el error del pozo contiguo, de manera que el NRMS general no aumente considerablemente con la recarga media.

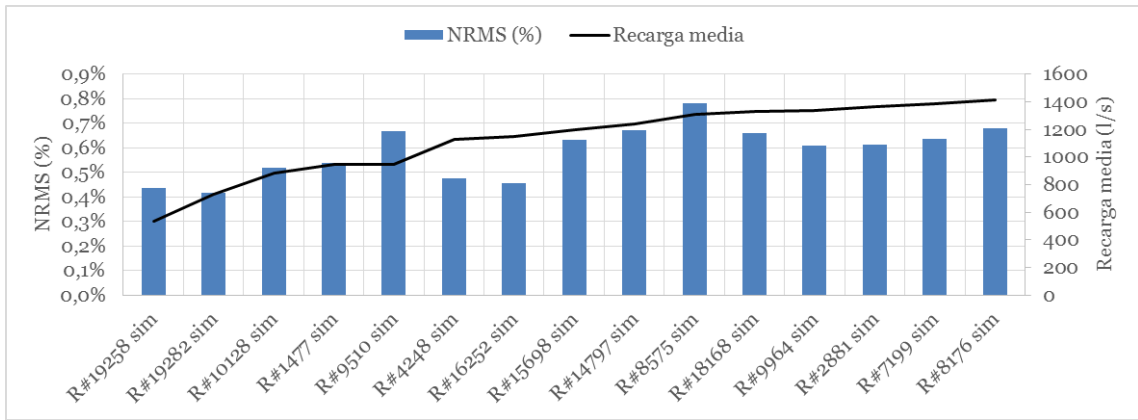


Figura 31: Comparación Recarga media vs NRMS

Finalmente, en cuanto al grado de integración de los modelos hidrológico e hidrogeológico, se tiene que el flujo pasante calculado (promedio) por el modelo hidrogeológico se determina en el rango conceptual sugerido (1-100 l/s). En efecto, en la Figura 32 se tiene la comparación para cada realización en estudio.

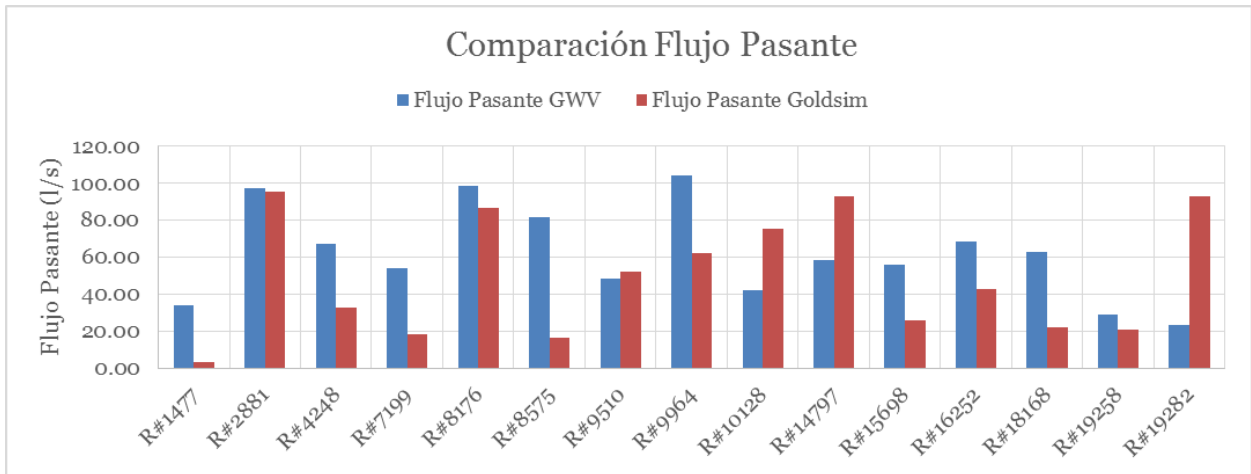


Figura 32: Comparación Flujo pasante modelo GoldSim y GWV para cada serie

7. Conclusiones

Uno de los objetivos principales del presente trabajo, es establecer e ilustrar la importancia de la generación de un modelo integrado, dada la naturaleza de los procesos físicos que controlan los comportamientos hidrológicos e hidrogeológicos. Más aún, se utilizó y aprovechó lo descrito para poder modelar la incertidumbre, mediante la recarga desde el modelo GoldSim hacia el modelo MODFLOW-USG.

Siguiendo lo mencionado en el párrafo anterior, se logra generar una discusión respecto de la importancia de un análisis estocástico dentro de la modelación, dada la naturaleza incierta de algunos parámetros y la no unicidad de una solución determinística. Los resultados expuestos por el modelo hidrogeológico muestran que existe una gran variabilidad en algunos parámetros (k_{x1} entre 5 y 220 m/d aprox., por ejemplo), mientras que otros, al contrario, poseen una nula variabilidad (gran parte de los S_y), parametrizando siempre al mismo valor.

Es en el punto anterior en donde vale la pena entender el origen en tal incertidumbre de los parámetros. Aparte de las diversas falencias estructurales del modelo (modelo conceptual hidrogeológico insuficiente, ver capítulo 6), se debe reconocer qué parámetros efectivamente controlan la calibración, y como ello se relaciona con su grado de variabilidad. Para ello, se determina realizar un análisis de sensibilidad para cada simulación.

Se concluye, en base al análisis de la sensibilidad del modelo ante cambios en los parámetros, que los parámetros que dominan la calibración global del presente modelo son el k_{x1} (principalmente), k_{x8} y k_{x5} , y que a pesar de que los almacenamientos de acuífero libre en general calibran hacia el límite superior, cambios en la magnitud de éste hacia sectores medios de su distribución posible no deberían afectar mayormente la calibración, dada la baja sensibilidad del modelo ante cambios en dicho parámetro. Por otro lado, la zona de aguas arriba del modelo (zona 3 y 6) presenta una escasa injerencia en los resultados finales de las calibraciones, independientemente de la serie de recarga simulada.

De esta forma, las figuras 26 y 27 deben ser analizadas con cuidado. Como se concluyó en el párrafo anterior, existen parámetros que controlan la calibración y que presentan gran variabilidad, mientras otros simplemente varían mucho pues ello no afecta el resultado final en la calibración. Debe ser mencionado, de todas maneras, que el hecho de que 5 de las 8 zonas hayan calibrado al S_y máximo guarda relación con que a mayor almacenamiento, el acuífero es capaz de regular su respuesta ante forzantes externas como la recarga, liberando el agua presente antes del evento y reteniendo el flujo entrante asociado al fenómeno (tormenta o riego).

En cuanto a los resultados de la calibración del modelo hidrogeológico, uno de los comportamientos habituales del nivel simulado por el modelo MODFLOW-USG es la gran sensibilidad a la serie de recarga impuesta en cada caso, mientras que los niveles observados en ambos pozos, como se ha mencionado anteriormente, no presentan una gran variabilidad ante eventos de recarga ya sea por precipitación o por riego.

En lo que concierne a la relación entre el NRMS general (o error general) versus la recarga media considerada en cada serie, se puede concluir que el pozo AC aumenta su error con el aumento en la recarga, mientras que el pozo AS compensa este efecto de forma que el NRMS global no crezca considerablemente. La variabilidad observada en la Figura 30 y Figura 31 también guarda relación con distintas distribuciones temporales de la recarga según la serie considerada.

Si bien se cumplen diversos de los criterios cuantitativos propuestos por el SEA (2012), el modelo hidrogeológico tiene problemas al representar la temporalidad de las series (ver Tabla 14). Esto representa la limitación más grande en el modelo hidrogeológico, y por ende es uno de los aspectos mejorables en cuanto a trabajos futuros relativos a modelación integrada con incertidumbre, donde se podría considerar modelación del flujo en la zona no saturada.

Uno de los aspectos finales a considerar dentro de las conclusiones del presente trabajo es la cantidad de series de recarga analizadas. En base a los filtros del análisis estocástico se tienen 15 series de recarga, sin embargo, analizar un mayor número de series constituye un mayor grado de robustez al análisis de incertidumbre general, en cuanto a los criterios de muestra de un análisis de Montecarlo se refiere. El impedimento principal de esto último corresponde a los tiempos de simulación y calibración con MODFLOW-USG y PEST, dado que por cada calibración de una serie de recarga el software se demora aproximadamente 10 horas, utilizando 4 núcleos de un computador (12 GB de memoria RAM).

Queda propuesto para futuros estudios relativos al tema desarrollado en el presente trabajo el poder generar un modelo conceptual robusto (entendimiento más acabado del sistema real), para que de esta forma se tenga una disminución de errores estructurales que puedan afectar el análisis estocástico, dándole una mayor confianza a los resultados obtenidos.

8. Bibliografía

- CAZALAC, Rodhos Asesorías y Proyectos LTDA. (2006). “Aplicación de metodologías para determinar la eficiencia del uso del agua. Estudio de caso en la región de Coquimbo”. Gobierno regional – Región de Coquimbo.
- Dirección General de Aguas (2005). “MAGIC: Modelación analítica, genérica e integrada de cuencas”. Manual de usuario. Versión 1.1. Agosto, 2005.
- Dirección General de Aguas (2008). “Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del río Limarí”. Informe técnico. Departamento de administración de recursos hídricos. SDT N° 268.
- GCF Ingenieros (2015). “Estudio geofísico e hidrogeológico en la cuenca del río Limarí”. Informe Final.
- Hidrogestion (2016). “Modelación hidrogeológica de acuíferos de la cuenca del río Choapa – Región de Coquimbo”. Ubicación de baterías de pozos colectivos para dar mayor explotación al acuífero compensando los recursos superficiales de las interferencias río acuífero. Informe final.
- Middlemis, H. (2002). “CD Proceedings of the IAH International Groundwater Conference. Groundwater modelling guidelines for Australia – An Overview of the Need for and use of the Guidelines”. Darwin, Australia.
- Pino, C., Herrera, P., Therrien, R. (2017). “Application of a fully integrated surface-subsurface physically based flow model for evaluating groundwater recharge from a flash flood event”. Geophysical Research Abstracts. Vol. 19, EGU2017-19457-1, 2017. EGU General Assembly 2017.
- Rodhos Asesorías y Proyectos Ltda. (2014). “Estudios de modelos de gestión de recursos hídricos superficiales y subterráneos para las cuencas de las provincias de Elqui, Limarí y Choapa”.
- Romero, C. (2009). “Análisis de embalse subterráneo: Aplicación en acuífero subyacente al río Elqui, IV Región de Coquimbo”. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

- Servicio de Evaluación Ambiental (2012). “Guía para el uso de modelos de aguas subterráneas en el SEIA”.
- Vicuña, S., Garreaud, R., McPhee, J. (2010). “Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile”. Springer science and Business media B.V. 2010.
- Jyrkama, M.I., Sykes, J.F. (2006). “Sensitivity and uncertainty analysis of the recharge boundary condition”. Department of Civil Engineering, University of Waterloo. Waterloo, Ontario, Canada. Water resources research, vol. 42.
- Joodavi, A., Zare, M., Ziaei, A.N., Ferré, T. (2017). “Groundwater management under uncertainty using a stochastic multi-cell model”. *Journal of Hydrology*, 551, p.265-277.
- Zammouri, M., Ribeiro, L. (2017). “Analyzing the effect of transmissivity uncertainty on the reliability of a model of the northwestern Sahara aquifer system”. *Journal of African Earth Sciences*, 129, p.910-922.
- DGA (2015). Información hídrica de las cuencas priorizadas. Fichas temáticas. Cuenca Limarí.
- Infraestructura de datos geoespaciales (IDE). Archivos tipo .shp de subsubcuencas. DGA.
- DGA (2008). Evaluación de los recursos hídricos subterráneos de la cuenca del río Limarí. Informe técnico. S.D.T. N° 268.
- Pizarro, R., González, P., Witterssheim, M., Saavedra, J., Soto, C. (1993). Elementos técnicos de hidrología III. Proyecto regional mayor sobre uso y conservación de recursos hídricos en áreas rurales de América latina y el caribe. Talca: Universidad de Talca. pp 135.
- Pizarro, R., Ausensi, P., Aravena, D., Sangüesa, C., León, L., Balocchi, F. (2009). Evaluación de métodos Hidrológicos para la completación de datos faltantes de precipitación en estaciones de la región de Maule, Chile. Chile. *Revista Aqua-LAC*. Vol. 1 - N° 2 - Sep. 2009. pp. 172-185.

- Jensen, M., Haise, H. (1965). “Estimating evapotranspiration from solar radiation”. Journal of the Irrigation and Drainage division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers. Marzo, 1965.
- Angstrom, A. (1924). “Solar and terrestrial radiation. Report to the international commission for solar research on actinometric investigations of solar and atmospheric radiation”. Utrecht, Sept 4-6, 1923.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O. (1977). “Guidelines for predicting crop water requirements”. Food and agriculture organization of the United Nations. Rome, 1977.
- SERPLAC, DGA, ONU, CORFO (1979). “Investigación de recursos hidráulicos de la IV Región”.
- Eckhardt, K. (2005). “How to Construct Recursive Digital Filters for Baseflow Separation”. *Hydrological Processes*, 19(2):507-515.
- Bohnhorst, H. T. (1967). “Geología de la Hoja Ovalle”. Provincia de Coquimbo. Instituto de investigaciones geológicas. Boletín N° 23.
- Schulz, O., de Jong, C. (2004). “Snowmelt and sublimation: field experiments and modelling in the High Atlas Mountains of Morocco”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(6), pp 1076-1089, 2004.
- Vuille, M. (1996). “Zur raumzeitlichen dynamic von schneefall und Ausaperung im bereich des sudamerika”. *Geographica Bernensia*. G45.
- Chow, V., Maidment, D., Mays, L. (1988). “Applied Hydrology”. McGraw Hill Education (India). International edition.
- Bergström, S. (1995). “The HBV model”. In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch Co., USA. ISBN No.: 0-918334-91-8.

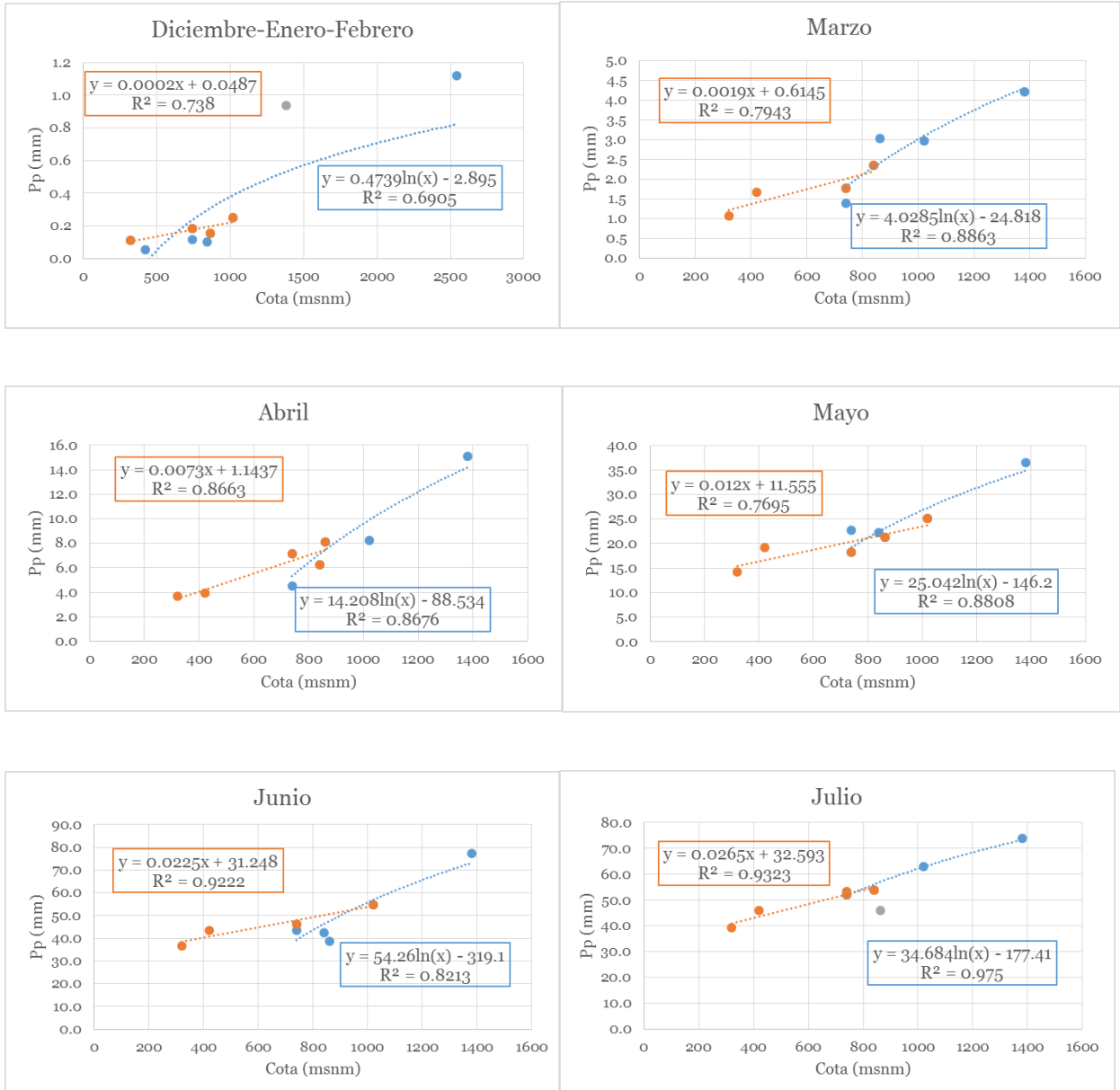
- Parajka, J., R. Merz, G. Bloeschl (2007). “Uncertainty and multiple objective calibration in regional water balance modelling: case study in 320 Austrian catchments”. *Hydrological Processes*, 21, 435-446.
- Gupta, H., Kling, H. Yilmaz, K., Martinez, G. (2009). “Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling”. *Journal of Hydrology* 377 (2009), pp 80-91.
- FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations (2006). “Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements”. Rome, 2006.
- Natural Resources Conservation Service (2004). “National Engineering Handbook”. Part 630 Hydrology. Chapter 11: “Snowmelt”. United States Department of Agriculture.
- Avery, C. C., L. R. Dexter, R. R. Wier, W. G. Delinger, A. Teclé, and R. J. Becker (1992). “Where has all the snow gone? Snowpack sublimation in northern Arizona”. *Western Snow Conference* 60:84-94.
- Leblanc, Y. (1999). “Prédiction de l’effet du décapage d’une mine à ciel ouvert sur l’hydrogéologie locale à l’aide de la modélisation numérique”. *Systèmes Geost. International*, Laval, Québec: 23.
- Ang, A. H-S, Tang, W. H-C. (1975) “Probability Concepts in Engineering Planning and Design, Basic Principles”. Volume 1.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970) “River flow forecasting through. Part I: A conceptual model discussion of principles”. *Journal of Hydrology*. 10, 282-290.
- Morris, D.A., Johnson, A. I. (1967). “Summary of hydrologic and physical properties of rock and soil materials as analyzed by the hydrologic laboratory of the U.S. Geological Survey”. U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper 1839-D.
- Environmental Simulations, Inc. (2011). “Guide to using Groundwater Vistas”. Rumbaugh, J. Rumbaugh, D. ESI Programming team. Version 6.

- Eckhardt, K. (2008). “A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods”. *Journal of Hydrology*, 352. 168-173.
- DGA (2011). “Investigación de los aportes nivo-glaciares en algunas cuencas de los ríos Aconcagua, Maipo y Rapel; Y estimación de los efectos del cambio climático”. Universidad de Chile. Departamento de Ingeniería Civil. División de Recursos Hídricos y Medio Ambiente (RHMA). S.I.T. N°266.
- Wittenberg, H. (1999). “Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes”. Department of Civil Engineering. Fachhochschule Nordostniedersachsen – University of Applied Sciences, 29556 Suderburg, Germany.
- Watermark Numerical Computing (2016). “PEST: Model-Independent Parameter Estimation. User Manual Part I: PEST, SENSAN and Global Optimisers”. 6th Edition. John Doherty.
- US Army Corps of Engineers (USACE, 2000). “Hydrologic Modelling System HEC-HMS: Technical Reference Manual”. Hydrologic Engineering Center (HEC). March 2000.
- James, L. (1993). “Principles of farm irrigation system design”. Chapter I: Irrigation requirements and scheduling. 1-60.
- Arbuch, R. (2016). Curso de Proyecto de Sistemas Hidráulico/Sanitario/Ambiental CI6103-1. Apuntes de clases.
- Urióstegui, S., Bibby, R., Esser, B., Clark, J. (2017). “Quantifying annual groundwater recharge and storage in the Central Sierra Nevada using naturally occurring sulfur-35”. Department of Earth Science, University of California Santa Barbara, Santa Barbara, CA, USA. Nuclear and Chemical Sciences Division, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, USA. *Hydrological Processes* 2017; 31: 1382-1397. Wiley Online Library.
- Jara, F. (2017). “Influencia de la sublimación nival en el balance hídrico de la cuenca alta del río Copiapó, Chile”. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Rajagopal, S., Harpold, A. (2016). “Testing and Improving Temperature Thresholds for Snow and Rain Prediction in the Western United States”. Wiley Online Library.
- Auer AH. (1974). “The rain versus snow threshold temperatures”. *Weatherwise* 27: 67.

- Cornwell, E., Molotch, N.P., McPhee, J. (2016). "Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modelling and remotely sensed snow cover". *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 411-430, 2016.
- DeWalle, D.R., Rango, A. (2008). "Principles of Snow Hydrology". Cambridge University Press.

Anexos

Anexo A: Gradientes y factores de Precipitación



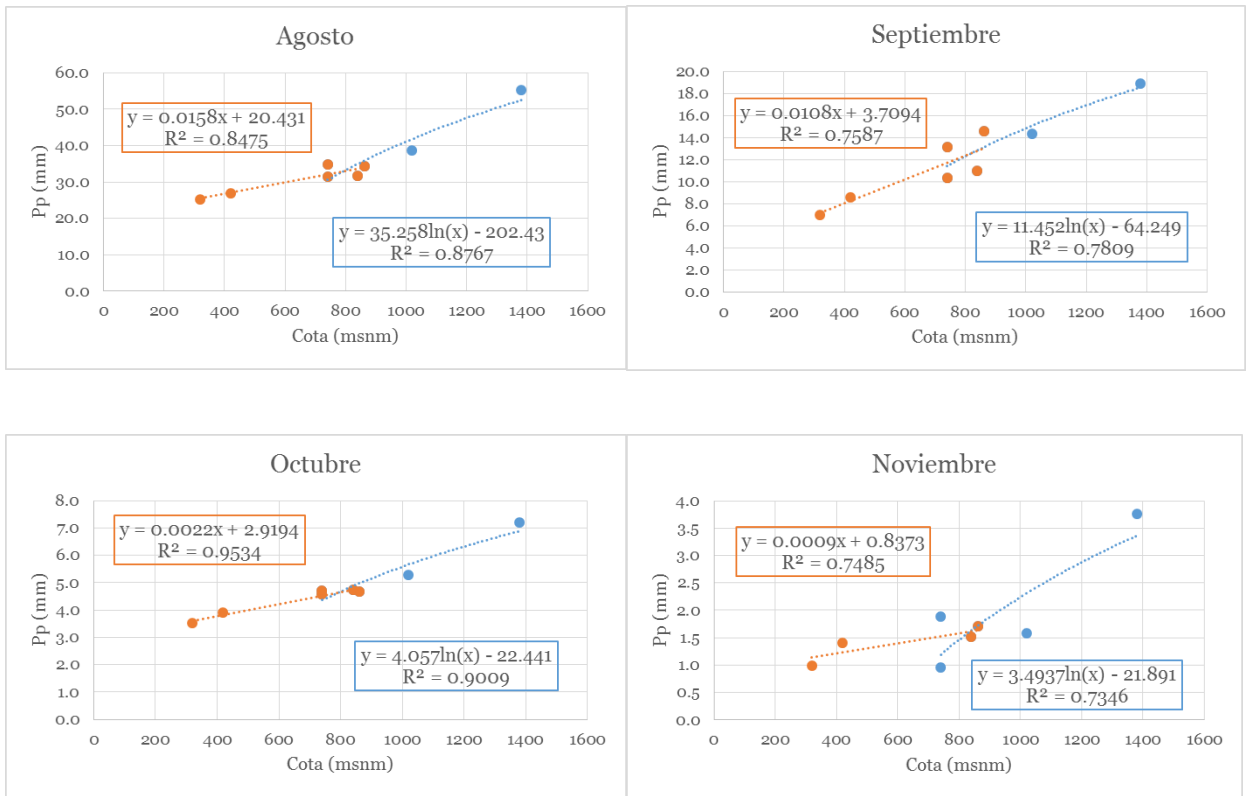


Figura 33: Gradientes de la precipitación (mm) versus cota topográfica (msnm) para cada mes

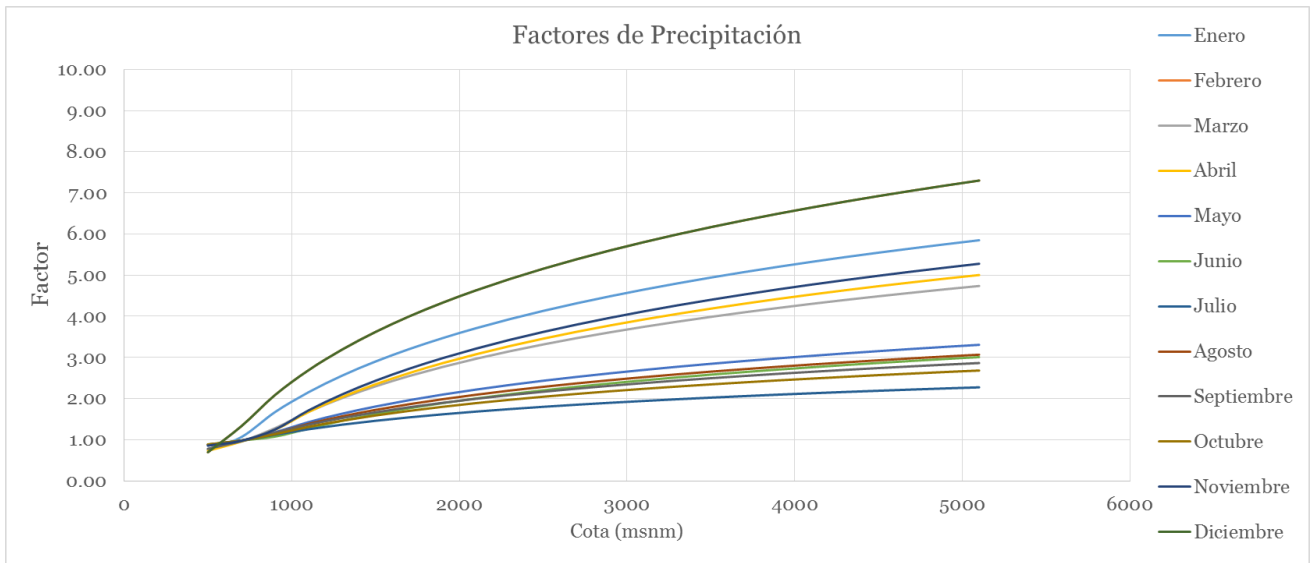
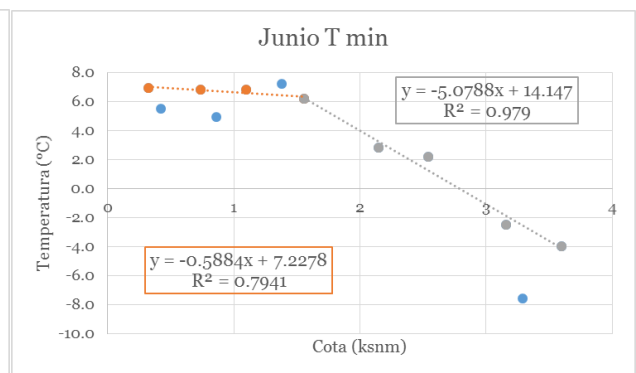
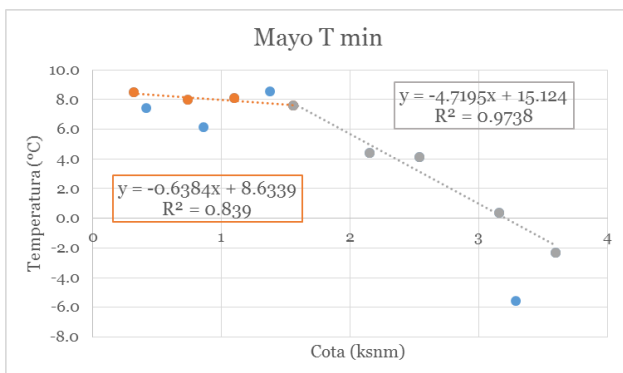
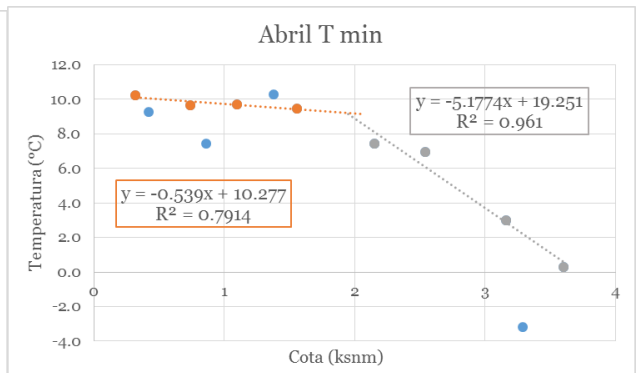
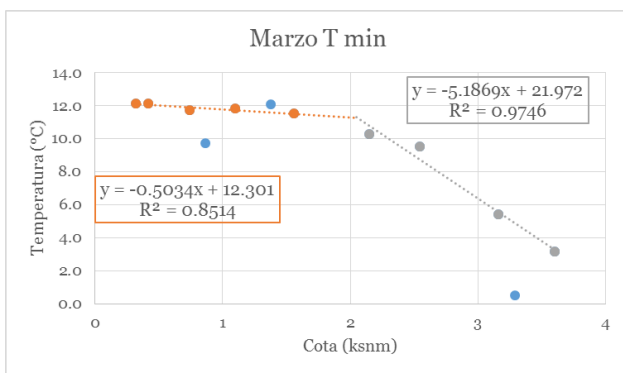
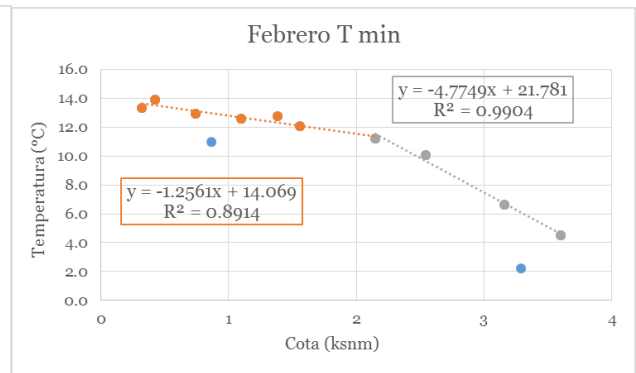
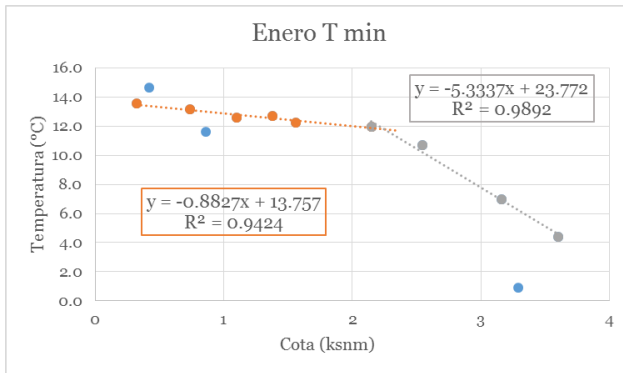


Figura 34: Factores de Precipitación para cada mes

Anexo B: Gradientes y factores de Temperaturas extremas



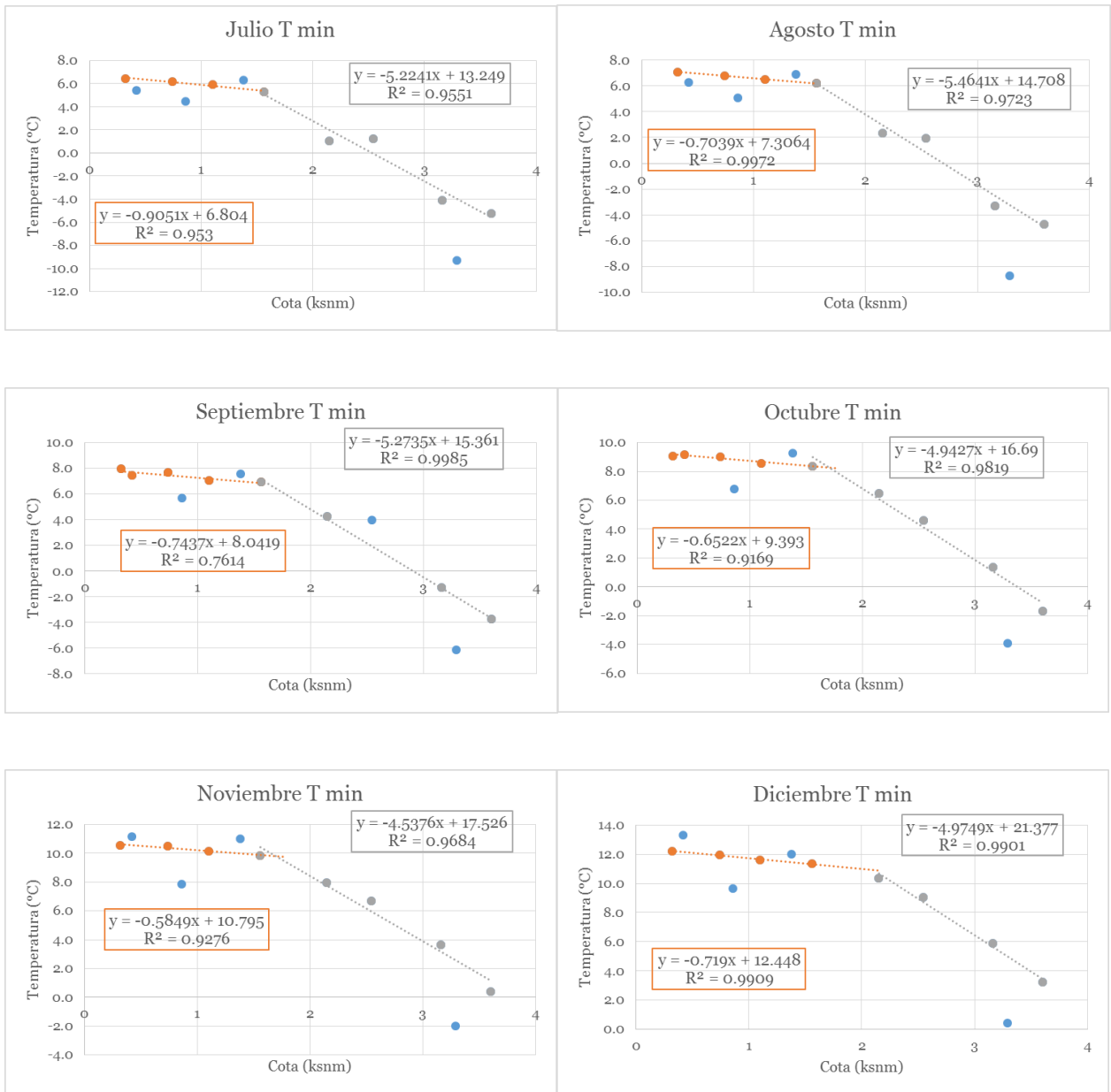


Figura 35: Gradientes de temperatura promedio mínima (°C) versus la cota (ksnm) para cada mes

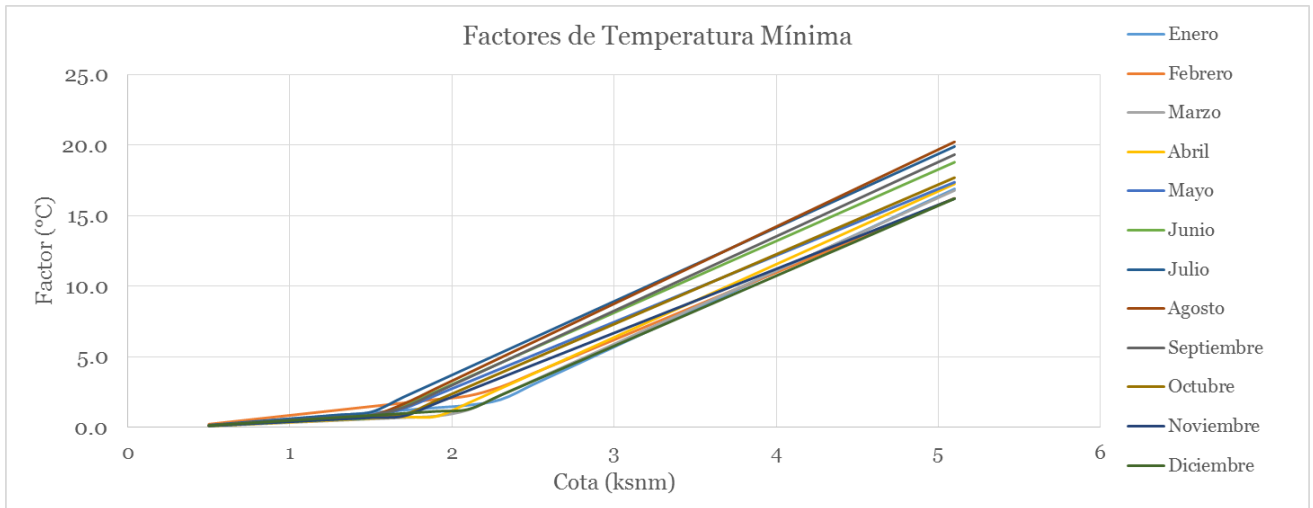
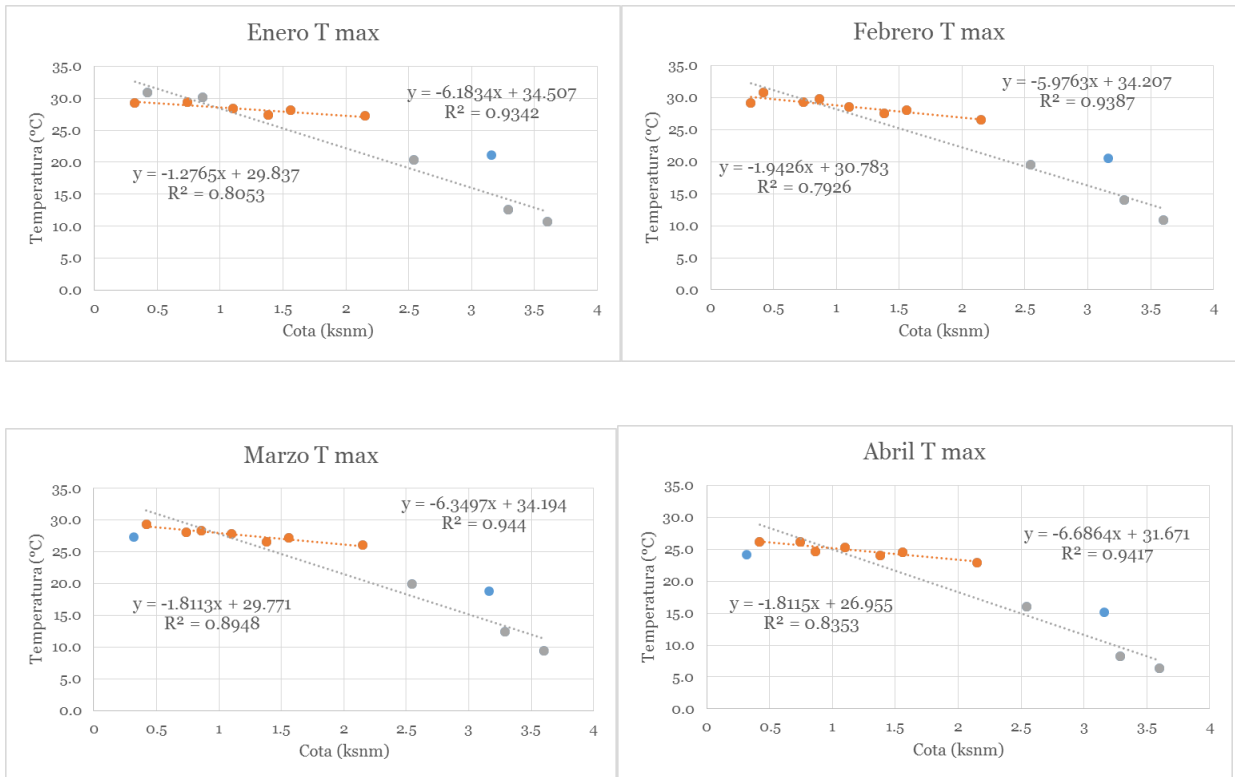
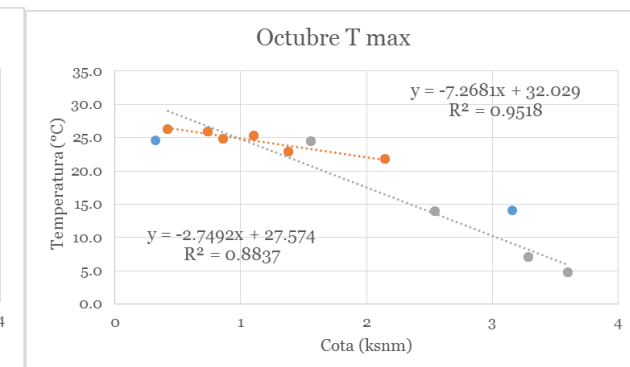
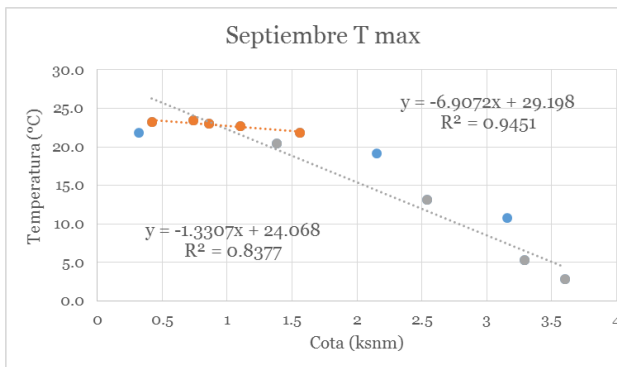
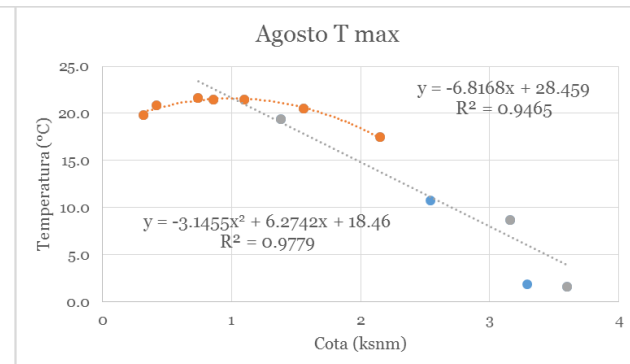
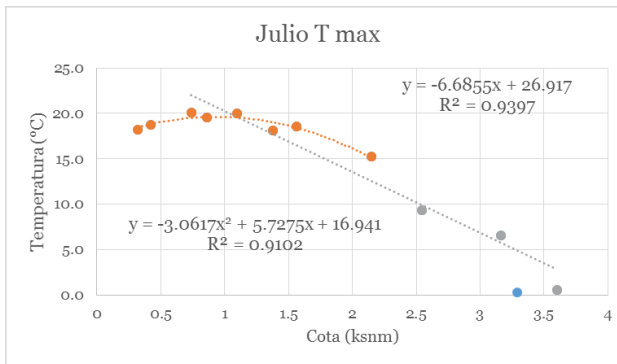
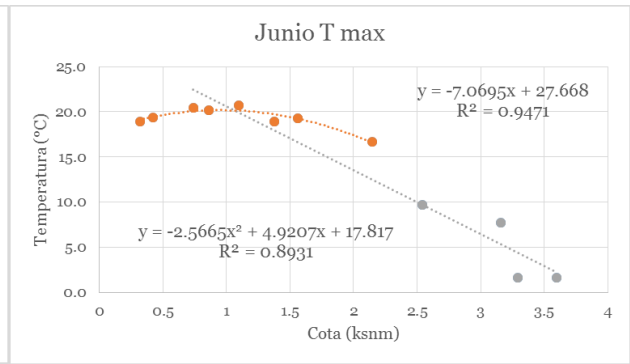
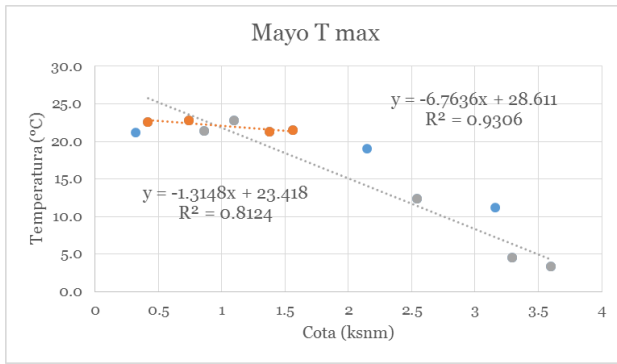


Figura 36: Factores de Temperatura mínima para cada mes





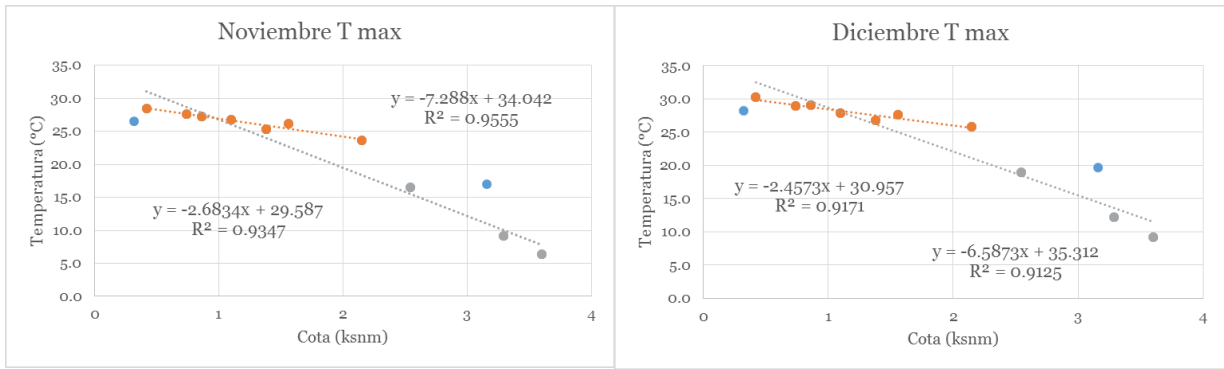


Figura 37: Gradientes de temperatura promedio máxima (°C) versus la cota (ksnm) para cada mes (considerar envolvente de los ajustes)

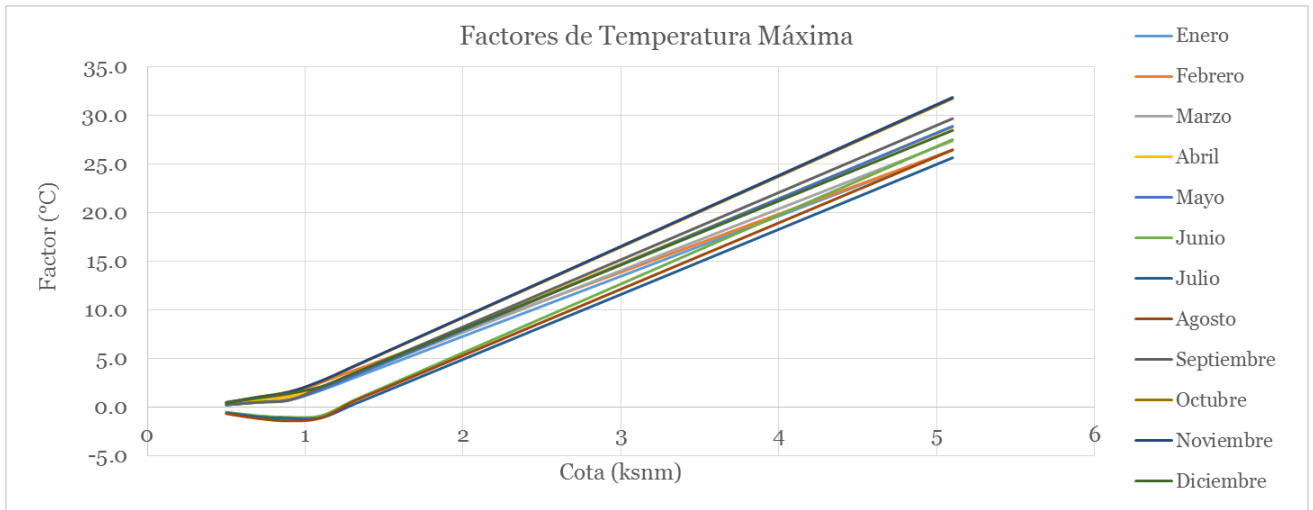


Figura 38: Factores de Temperatura máxima para cada mes

Anexo C: Gráficos de sublimación y derretimiento

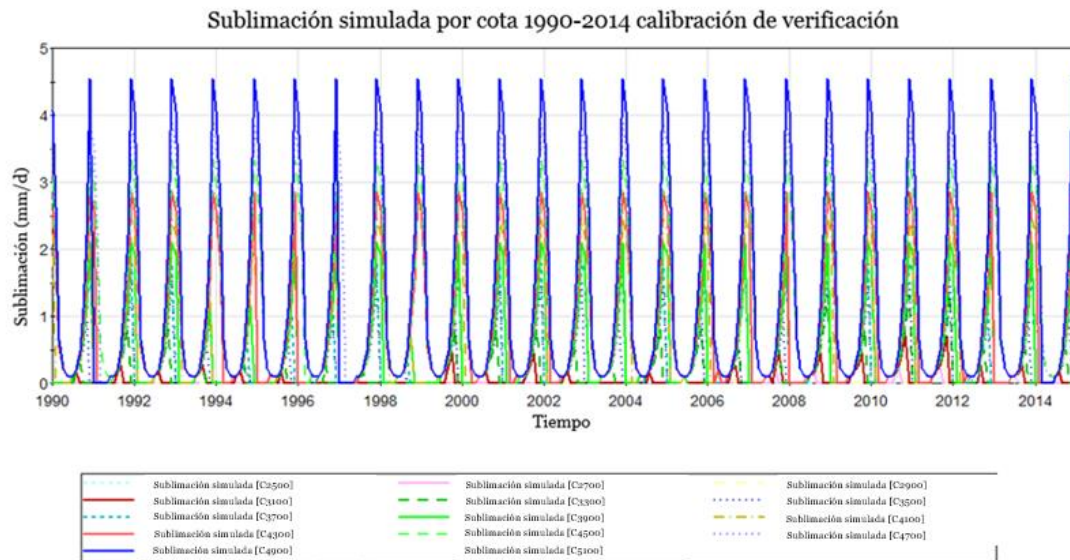


Figura 39: Sublimación simulada en el periodo 1990-2014 para la calibración de verificación. Leyenda indica banda de elevación.

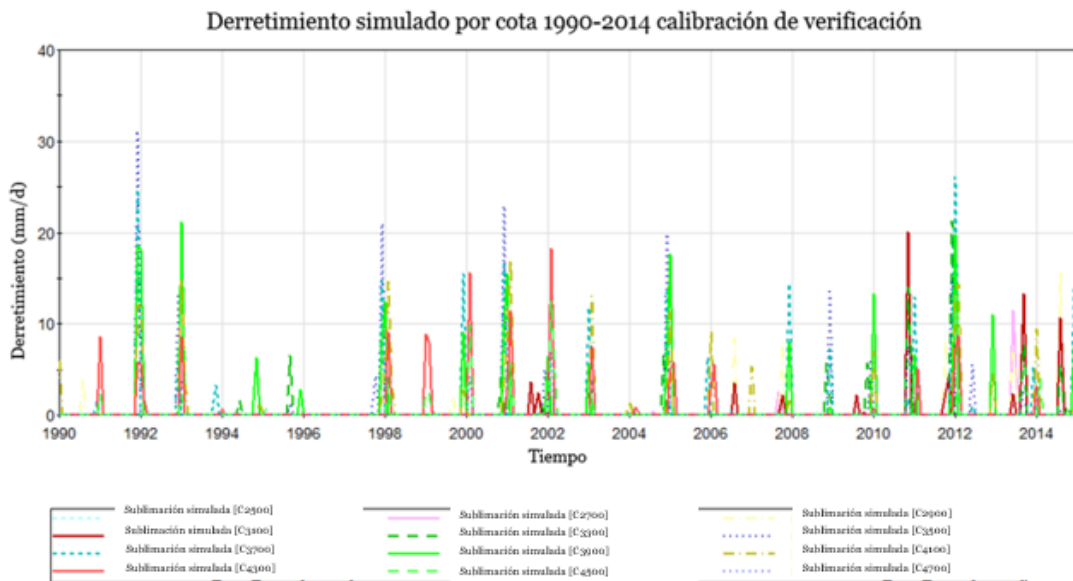


Figura 40: Derretimiento simulado en el periodo 1990-2014 para la calibración de verificación. Leyenda indica banda de elevación.

Anexo D: Análisis Estocástico

R#	CN II	T ref	k subl	b subl	K ruteo	K ruteo	K ruteo	Kv	Flujo	T umbral
Unidad		(°C)	(mm/d)	(1/m)	sup	interflow	subt	(m/d)	Pasante	(°C)
					(d)	(d)	(d)		(l/s)	
1477	77	2.4	0.0735	0.000627	85.6	116.7	133.8	1.7	3.2	-0.6
2881	79	5	0.1583	0.000629	96.5	197.0	296.4	1.1	95.6	0.7
4248	79	2.2	0.0773	0.000899	88.0	193.3	323.0	0.7	33.0	0.6
7199	78	5.1	0.0535	0.000949	66.1	154.4	334.0	1.8	18.6	2
8176	80	4.4	0.0654	0.00087	70.2	130.7	299.9	1.7	86.7	2.1
8575	77	3	0.2710	0.000655	90.8	106.5	130.1	1.4	16.4	-0.5
9510	80	2.4	0.0722	0.00069	77.4	96.5	148.2	1.5	52.5	1.4
9964	75	4.5	0.0523	0.000894	92.3	153.1	317.1	1.3	62.3	1.5
10128	77	4.1	0.2014	0.000667	52.2	84.2	191.0	1.8	75.3	1.1
14797	80	3.4	0.1080	0.000708	86.7	183.9	272.0	1.5	93.0	1
15698	80	5.2	0.1140	0.000814	72.0	170.8	273.8	1.3	25.8	3
16252	76	4.6	0.1758	0.000605	85.0	193.5	378.7	1.9	21.9	-0.9
18168	77	2.1	0.2146	0.000805	88.4	190.7	227.9	1.3	20.7	-0.9
19258	79	2.6	0.0744	0.000682	89.1	105.1	265.5	1.4	92.8	1.1
19282	75	2.9	0.0759	0.000873	94.7	138.4	247.9	2.0	42.9	2.7

R#	Eficiencia	P max	AFE	AET	Cd min	Cd max	NRMS	Flujo base	Recarga	Seguridad
Unidad		(mm/d)	(mm)	(mm)	(mm/d/°C)	(mm/d/°C)	(%)	medio	media	promedio
								(l/s)	(l/s)	(%)
1477	0.39	8.4	7	24	5.3	6	5.88	624.3	945.5	79
2881	0.30	24.8	9	24	1.7	5.4	4.97	497	1366	82
4248	0.34	14.5	12	27	5.1	5.1	5.32	482.1	1125	86
7199	0.36	35.7	6	22	5	5	5.10	492.3	1387	88
8176	0.33	38.0	10	23	2.4	3.9	5.14	475.9	1417	81
8575	0.32	41.7	7	25	2.7	5.5	5.64	573	1309	73
9510	0.51	43.9	10	25	3	5.5	5.27	538.3	948	77
9964	0.35	34.3	9	23	4	6	4.56	487.5	1340	84
10128	0.31	3.5	14	28	1.6	5.8	5.97	489.9	886.3	73
14797	0.38	31.0	11	27	4.6	5.8	5.23	528	1237	84
15698	0.31	12.3	12	25	1.3	4.1	4.86	479.3	1200	84
16252	0.36	10.7	6	24	5.3	5.5	5.74	478	1147	90
18168	0.34	34.5	10	28	1.9	5.6	5.78	489	1334	83
19258	0.44	0.4	13	26	3.3	6	5.02	509.6	533.4	82
19282	0.37	1.6	8	23	5.3	5.5	4.25	528.5	732.4	82

Figura 41: Parámetros hidrológicos obtenidos del análisis estocástico, para cada una de las 15 series. Se incluyen parámetros de filtro en cada caso.

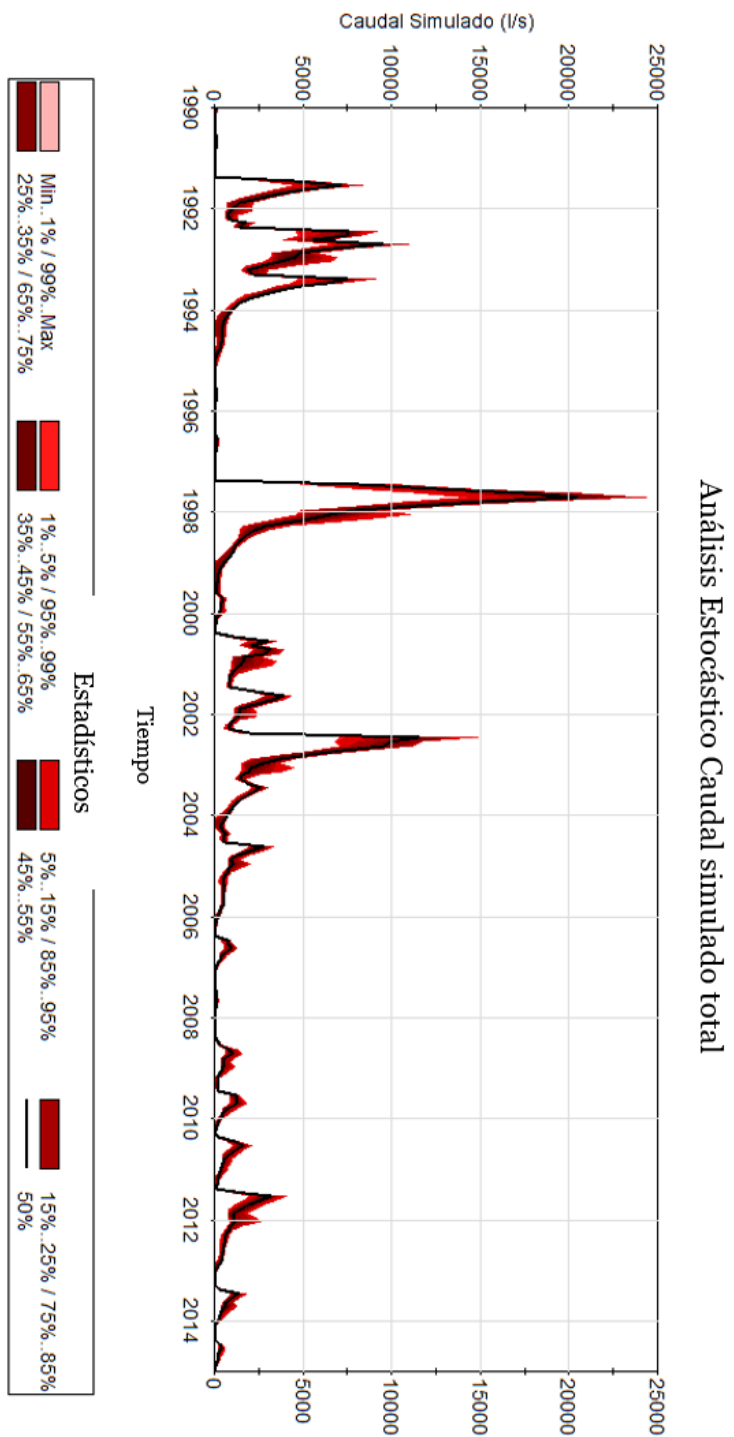


Figura 42: Distribución probabilística del caudal simulado del Método de Montecarlo (filtrado a 15 series)

Anexo E: Parámetros obtenidos del proceso de calibración hidrogeológica

Parámetro	Unidad	R#2881	R#4248	R#7199	R#8176	R#9510	R#9964	R#14797	R#15698
kx1		155.79	118.54	87.15	150.24	92.13	164.55	99.17	98.01
kx2		56.68	55.33	180.03	212.79	21.09	103.58	91.33	58.08
kx3		33.76	35.16	300.00	247.52	7.40	12.47	5.48	7.35
kx4		2.14	2.51	4.24	5.17	2.38	2.74	3.40	2.59
kx5		1.22	1.00	1.00	1.00	3.08	1.00	1.00	1.68
kx6		36.91	119.47	20.57	195.24	15.17	17.81	300.00	16.57
kx7		12.82	5.73	1.00	9.06	15.64	1.00	25.53	45.07
kx8		31.60	32.14	2.66	31.94	26.22	41.22	18.76	3.24
kz1	m/d	15.58	11.85	8.72	15.02	9.21	16.46	9.92	9.80
kz2		5.67	5.53	18.00	21.28	2.11	10.36	9.13	5.81
kz3		3.38	3.52	30.00	24.75	0.74	1.25	0.55	0.73
kz4		0.21	0.25	0.42	0.52	0.24	0.27	0.34	0.26
kz5		0.12	0.10	0.10	0.10	0.31	0.10	0.10	0.17
kz6		3.69	11.95	2.06	19.52	1.52	1.78	30.00	1.66
kz7		1.28	0.57	0.10	0.91	1.56	0.10	2.55	4.51
kz8		3.16	3.21	0.27	3.19	2.62	4.12	1.88	0.32
sy1		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%
sy2		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%
sy3		6.0%	11.7%	1.0%	15.0%	5.3%	1.5%	1.0%	1.9%
sy4	%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%
sy5		15.0%	15.0%	9.6%	15.0%	14.7%	10.0%	3.6%	5.1%
sy6		6.4%	11.8%	1.0%	15.0%	9.2%	3.5%	3.9%	15.0%
sy7		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%
sy8		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%
Recarga	l/s	1366	1125	1387	1417	948	1340	1237	1200

Parámetro	Unidad	R#19258	R#19282	R#1477	R#8575	R#10128	R#16252	R#18168	Promedio	STD
kx1		60.60	52.08	66.33	137.43	84.19	119.52	105.54	106.1	34.7
kx2		5.89	18.20	31.33	144.07	29.17	32.03	124.98	77.6	63.3
kx3		39.47	34.46	63.50	55.31	57.15	70.60	59.71	68.6	86.6
kx4		4.57	1.00	2.36	1.00	1.95	2.31	2.70	2.7	1.2
kx5		1.55	1.00	1.00	1.00	1.00	1.32	1.00	1.3	0.6
kx6		61.69	40.66	9.15	9.66	10.67	13.08	11.39	58.5	84.4
kx7		25.73	18.36	8.71	10.10	15.01	6.16	11.69	14.1	11.3
kx8		31.36	9.04	11.92	27.96	25.19	33.79	10.13	22.5	12.2
kz1	m/d	6.06	5.21	6.63	13.74	8.42	11.95	10.55	10.6	3.5
kz2		0.59	1.82	3.13	14.41	2.92	3.20	12.50	7.8	6.3
kz3		3.95	3.45	6.35	5.53	5.72	7.06	5.97	6.9	8.7
kz4		0.46	0.10	0.24	0.10	0.19	0.23	0.27	0.3	0.1
kz5		0.16	0.10	0.10	0.10	0.10	0.13	0.10	0.1	0.1
kz6		6.17	4.07	0.91	0.97	1.07	1.31	1.14	5.9	8.4
kz7		2.57	1.84	0.87	1.01	1.50	0.62	1.17	1.4	1.1
kz8		3.14	0.90	1.19	2.80	2.52	3.38	1.01	2.2	1.2
sy1		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	0.0%
sy2		15.0%	15.0%	15.0%	10.2%	15.0%	15.0%	11.7%	14.5%	1.5%
sy3		5.4%	5.1%	5.4%	5.1%	5.1%	1.0%	4.9%	5.0%	3.9%
sy4	%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	0.0%
sy5		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	12.9%	3.9%
sy6		5.6%	5.4%	5.6%	5.1%	5.1%	15.0%	5.4%	7.5%	4.6%
sy7		11.6%	15.0%	15.0%	15.0%	6.6%	15.0%	9.9%	13.9%	2.5%
sy8		15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	15.0%	0.0%
Recarga	l/s	533.4	732.4	945.5	1309	886.3	1147	1334	1127.2	264.4

Figura 43: Detalle de parámetros de calibración calculados por PEST para las 15 realizaciones, y estadísticos asociados.

Anexo F: Sensibilidad normalizada

Parámetro	R#2881	R#4248	R#7199	R#8176	R#9510	R#9964	R#14797	R#15698
kx1	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
kx2	16%	13%	5%	4%	30%	11%	10%	17%
kx3	0%	0%	2%	1%	1%	0%	1%	1%
kx4	10%	8%	10%	16%	11%	10%	9%	14%
kx5	15%	18%	18%	12%	28%	18%	25%	27%
kx6	0%	0%	1%	5%	0%	0%	2%	3%
kx7	7%	9%	2%	4%	21%	5%	10%	45%
kx8	33%	43%	11%	38%	25%	45%	37%	6%
sy1	27%	22%	30%	23%	29%	25%	21%	18%
sy2	7%	5%	8%	4%	15%	6%	9%	12%
sy3	0%	1%	2%	0%	0%	0%	0%	0%
sy4	16%	13%	21%	23%	20%	17%	20%	21%
sy5	11%	10%	11%	8%	23%	12%	12%	17%
sy6	0%	1%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
sy7	3%	3%	1%	2%	4%	3%	2%	5%
sy8	7%	6%	2%	6%	5%	6%	5%	5%

Parámetro	R#19258	R#19282	R#1477	R#8575	R#10128	R#16252	R#18168	Promedio
kx1	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%
kx2	34%	32%	23%	10%	22%	21%	8%	16%
kx3	0%	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%
kx4	9%	6%	9%	11%	10%	6%	8%	10%
kx5	44%	30%	23%	22%	27%	17%	16%	22%
kx6	0%	0%	0%	1%	0%	0%	0%	1%
kx7	18%	18%	15%	23%	9%	7%	10%	13%
kx8	39%	42%	33%	48%	34%	48%	16%	33%
sy1	25%	16%	28%	23%	26%	17%	29%	24%
sy2	24%	9%	7%	6%	8%	6%	5%	8%
sy3	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%
sy4	27%	17%	13%	24%	17%	14%	20%	19%
sy5	25%	16%	15%	16%	17%	10%	10%	13%
sy6	0%	0%	0%	0%	0%	1%	0%	0%
sy7	2%	1%	2%	2%	4%	2%	1%	2%
sy8	7%	6%	5%	10%	6%	5%	4%	5%

Figura 44: Sensibilidad normalizada de cada parámetro, para cada simulación. Se indica también la sensibilidad promedio de cada parámetro

Anexo G: Sensibilidad bruta

Para la sensibilidad bruta se dispone de gráficos radiales, donde el eje radial corresponde a la sensibilidad bruta (sin unidades), y el eje perimetral corresponde a la recarga media (en l/s), donde la recarga es creciente según sentido de giro del reloj.

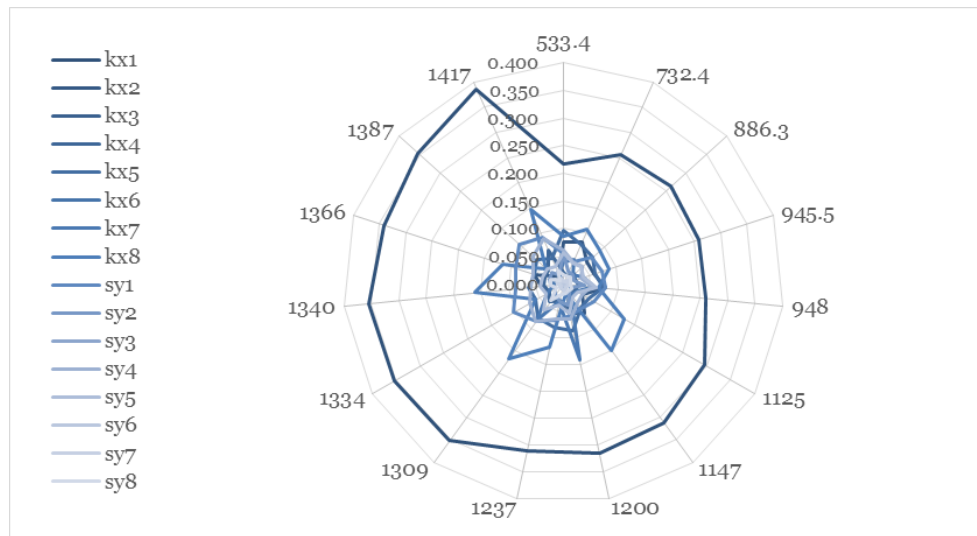


Figura 45: Sensibilidad bruta de cada parámetro versus la recarga media (l/s)

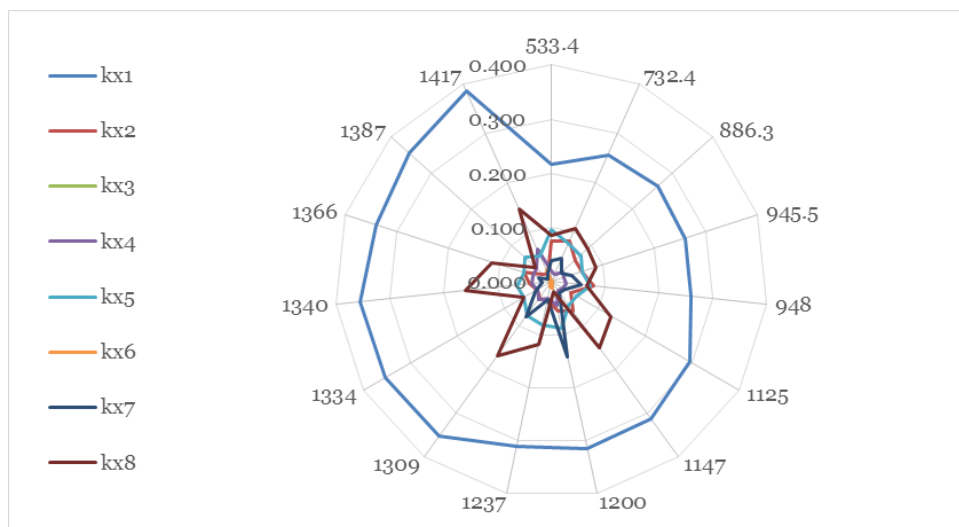


Figura 46: Sensibilidad bruta de las conductividades horizontales versus recarga media (l/s)

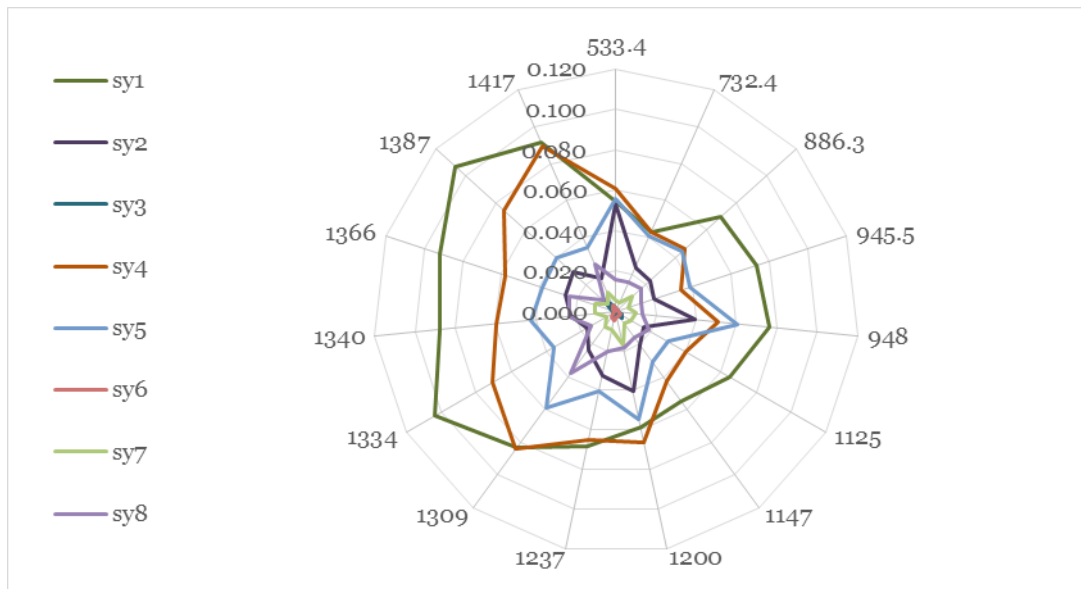


Figura 47: Sensibilidad bruta de los almacenamientos de acuífero libre versus recarga media (l/s)