



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

# **EFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL ACUÍFERO DEL SALAR DEL HUASCO**

**NICOLE BLIN LIZASOAIN**

Tesis para optar al grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Profesor Supervisor:  
**FRANCISCO SUÁREZ POCH**

Santiago de Chile, Octubre, 2018

© 2018, Nicole Blin Lizasoain



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DE CHILE  
ESCUELA DE INGENIERIA

# **EFFECTOS DEL CAMBIO CLIMÁTICO EN EL ACUÍFERO DEL SALAR DEL HUASCO**

**NICOLE BLIN LIZASOAIN**

Tesis (Proyecto) presentada(o) a la Comisión integrada por los profesores:

**FRANCISCO SUÁREZ POCH**

**SARAH LERAY PARIS**

**CHRISTOPHER LOWRY**

**ALFONSO CRUZ NOVOA**

Para completar las exigencias del grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería

Santiago de Chile, Octubre, 2018

“Juro solemnemente que mis intenciones no son buenas”.

- *Lunático, Colagusano, Canuto y Cornamenta*

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer a todos quienes aportaron en la realización de este trabajo. A mis amigas por su apoyo, consejo y paciencia. A mis amigos de Hidráulica, por su confianza y amistad, y a Alex por haberme acompañado y apoyado durante el proceso.

A mi profesor supervisor, Francisco Suárez, por guiarme en este trabajo y, más importante, por haber creído en mí y alentarme a confiar en mis capacidades. A la profesora Sarah Leray, por su ayuda y buena disposición, y a Agustín Ferrer, por aportar en el desarrollo de esta investigación. Agradecer también al profesor Mark Hausner por haberme proporcionado los datos climáticos utilizados en este trabajo y guiarme en su utilización.

Al proyecto Fondecyt 1170850, gracias a cuyo financiamiento pude conocer mi zona de estudio.

Al Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, profesores, amigos de postgrado, personal administrativo y de aseo.

Finalmente, agradecer a mi familia, en especial a mis papás, por su incondicional apoyo, amor y paciencia, por enseñarme que las cosas que de verdad importan son invisibles y que ningún estudio, a pesar del gran crecimiento personal que pueda conllevar, puede definir quien uno es.

## TABLA DE CONTENIDOS

|                                     | Página |
|-------------------------------------|--------|
| AGRADECIMIENTOS.....                | iii    |
| TABLA DE CONTENIDOS.....            | iv     |
| ÍNDICE DE TABLAS.....               | vi     |
| RESUMEN .....                       | xi     |
| 1 INTRODUCCIÓN .....                | 1      |
| 1.1 Hipótesis de investigación..... | 3      |
| 1.2 Objetivos .....                 | 3      |
| 1.3 Estructura de esta tesis .....  | 4      |
| 2 MATERIALES Y MÉTODOS.....         | 4      |
| 2.1 Zona de estudio .....           | 4      |
| 2.1.1 Geología.....                 | 8      |
| 2.1.2 Clima.....                    | 12     |
| 2.1.3 Hidrología .....              | 12     |
| 2.1.4 Hidrogeología .....           | 14     |

|       |  |    |
|-------|--|----|
| 2.2   | Metodología de análisis de impactos del cambio climático sobre el acuífero del Salar del Huasco..... | 15 |
| 2.2.1 | Definición de escenarios asociados al cambio climático y <i>downscaling</i> estadístico .....        | 17 |
| 2.2.2 | Estimación de la recarga del acuífero .....  | 22 |
| 2.2.3 | Modelación hidrogeológica .....  | 27 |
| 3     | RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....   | 35 |
| 3.1   | Downscaling estadístico de temperaturas y precipitaciones .....                                      | 35 |
| 3.2   | Estimación de la recarga del acuífero.....   | 41 |
| 3.3   | Resultados de modelación hidrogeológica .....  | 49 |
| 3.3.1 | Calibración del modelo hidrogeológico en estado estacionario .....                                   | 49 |
| 3.3.2 | Balance hídrico del período histórico .....  | 53 |
| 3.3.3 | Balance hídrico de las simulaciones futuras .....  | 54 |
| 4     | CONCLUSIONES .....   | 65 |
|       | BIBLIGRAFIA .....  | 68 |
|       | ANEXOS .....   | 74 |

## ÍNDICE DE TABLAS

|  |    |
|--|----|
| Tabla 2-1: Subcuencas utilizadas para el cálculo de recarga. Modificado de Uribe, 2012.....  | 25 |
| Tabla 2-2: Cotas y conductancias utilizadas para representar las vertientes como drenes. ....  | 34 |
| Tabla 3-1: Estadísticos principales de temperatura diaria futura obtenida para los tres <i>escenarios</i> . ....                       | 37 |
| Tabla 3-2: Estadísticos principales de precipitación diaria futura obtenida para los tres <i>escenarios</i> . ....                     | 39 |
| Tabla 3-3: Caudales de recarga promedio obtenidos para cada subcuenca. Modificado de Uribe, 2012. ....                                 | 42 |
| Tabla 3-4: Comparación de recarga media a largo plazo, en $L/s/km^2$ , separada en dos ventanas de 40 años de duración. ....           | 44 |
| Tabla 3-5: Porcentaje de la precipitación que se transforma en recarga. Modificado de Uribe, 2012.....                                 | 46 |
| Tabla 3-6: Caudales de los componentes del balance hídrico obtenidos de la simulación estacionaria, comparados con otros estudios..... | 52 |
| Tabla 3-7: Componentes del balance hídrico obtenidos para cada simulación del modelo hidrogeológico.....                               | 56 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|   |    |
|---|----|
| Figura 2-1: Ubicación de la cuenca del Salar del Huasco. ....   | 5  |
| Figura 2-2: Cuenca del Salar del Huasco y sus zonas principales. ....   | 6  |
| Figura 2-3: Llamas y flamencos en el Salar del Huasco. <i>Fotografía original de la autora.</i> .....   | 8  |
| Figura 2-4: Unidades litológicas presentes en la cuenca del Salar del Huasco. Modificado de DGA, 2009.....  | 11 |
| Figura 2-5: Esquema de la metodología utilizada en este estudio.....  | 16 |
| Figura 2-6: Representación conceptual de los procesos hidrológicos considerados en cada HRU de la cuenca del Salar del Huasco. Modificado de Uribe et al., 2012. .... | 24 |
| Figura 2-7: Subcuencas identificadas en el Salar del Huasco y HRU. Modificado de Uribe et al., 2015.....  | 26 |
| Figura 2-8: Modelo numérico de aguas subterráneas utilizado en el Salar del Huasco, los colores representan la topografía en msnm. ....                               | 29 |
| Figura 2-9: Subcuencas de recargas. Modificado de Uribe, 2012.....  | 30 |
| Figura 2-10: Condiciones de borde de evaporación, río y drenes impuestos en el modelo numérico del Salar de Huasco.....   | 32 |

|   |    |
|---|----|
| Figura 3-1: Temperaturas futuras mensuales (a) y diarias (b) obtenidas con el método <i>downscaling</i> , HD.....   | 36 |
| Figura 3-2: Precipitaciones futuras mensuales (a) y diarias (b) obtenidas con el método <i>downscaling</i> , HD.....  | 38 |
| Figura 3-3: Recarga futura a nivel mensual obtenida con el modelo MPE para cada <i>escenario</i> (eje izquierdo), graficada junto con la precipitación mensual (eje derecho)...   | 48 |
| Figura 3-4: Recarga futura a nivel diario obtenida con el modelo MPE para cada <i>escenario</i> (eje izquierdo), graficada junto con la precipitación diaria (eje derecho). .....   | 49 |
| Figura 3-5: Ajuste de niveles observados en pozos de monitoreo y niveles simulados por el modelo.....   | 50 |
| Figura 3-6: Niveles en la cuenca del Salar del Huasco (estrato superior del modelo numérico), obtenidos a partir de la simulación estacionaria. ....  | 51 |
| Figura 3-7: Caudales mensuales de recarga ingresada al modelo y evaporación resultante de la simulación histórica (eje izquierdo) graficados junto con la precipitación diaria observada en ese período (eje derecho). .... | 54 |
| Figura 3-8: Evolución temporal de los caudales de salida por las vertientes en cada <i>escenario</i> . ....   | 57 |
| Figura 3-9: Evolución temporal de los caudales de recarga ingresada al modelo y de evaporación resultante de las simulaciones futuras bajo los tres <i>escenarios</i> de cambio climático.....                              | 59 |

|  |    |
|--|----|
| Figura 3-10: Niveles en la cuenca del Salar del Huasco (estrato superior del modelo numérico), obtenidos para cada escenario simulado al término del año 2100..... | 61 |
| Figura 3-11: Mapa de tiempos de residencia del agua subterránea en la cuenca del Salar del Huasco.....   | 64 |

## **ABSTRACT**

In arid regions, where surface water and precipitations are scarce, groundwater is the main source of drinking water that sustains human and natural ecosystems. Therefore, it is very important to consider the potential impacts of climate change that threaten the availability of this resource. This study investigates the variations caused by climate change on the aquifer at the Huasco salt flat basin. The wetlands in the Huasco salt flat are ecosystems sustained by groundwater levels. With this aim, a hydrogeological model was developed and implemented in MODFLOW. Precipitation and temperature forecasts of general circulation models were downscaled using the delta hybrid approach to produce climate change scenarios. Recharge rates were calculated with a rainfall-runoff model under these scenarios and used as input to the hydrogeological model to assess the system's behavior. As a result, the hydrological balance is maintained mainly by the evaporation rates, which responded to different recharge rates. Thus, undisturbed aquifers in arid zones, such as the Huasco salt flat aquifer, could buffer the effects of climate change. For this reason, is of paramount importance that this salt flat remains a protected area, so activities such as pumping do not alter the natural conditions of the Huasco salt flat basin that makes of it such a unique environment.

**Keywords:** climate change, groundwater modeling, Salar del Huasco, statistical downscaling.

## RESUMEN

En zonas áridas, donde el agua superficial y las precipitaciones son escasas, el agua subterránea es el principal sustento de ecosistemas humanos y naturales. Por lo tanto, es de gran importancia evaluar los posibles impactos del cambio climático sobre este recurso. En este estudio se investigan dichos impactos en el acuífero de la cuenca del Salar del Huasco, donde los bofedales que sustentan el ecosistema dependen de los niveles subterráneos. Para esto se construyó un modelo hidrogeológico, implementado en MODFLOW. Proyecciones de precipitación y temperatura de modelos de climáticos fueron procesadas mediante el método delta híbrido para obtener escenarios de cambio climático. Las recargas al acuífero fueron calculadas para cada escenario con un modelo de precipitación-escorrentía e ingresadas al modelo hidrogeológico para analizar el comportamiento del sistema. Como resultado se obtuvo que el balance hídrico es mantenido principalmente por la evaporación, que responde a las distintas recargas ingresadas. Esto mantiene el equilibrio del sistema tal que los niveles en la cuenca se mantienen relativamente constante entre escenarios. Por lo tanto, acuíferos en condiciones naturales en zonas áridas, como el del Huasco, podrían tener la capacidad de amortiguar los efectos del cambio climático. Por esto resulta fundamental la protección de la zona, para evitar que actividades como el bombeo modifiquen la resistencia de la cuenca.

**Palabras clave:** cambio climático, modelación hidrogeológica, Salar del Huasco, *downscaling estadístico*.

## 1 INTRODUCCIÓN

El agua subterránea es una fuente de agua muy importante a nivel global, que proporciona un tercio del agua fresca de todo el planeta para propósitos domésticos, agrícolas e industriales (Taylor et al., 2013). Puesto que Chile es un país donde existen zonas áridas con poca disponibilidad de agua superficial y bajos niveles de precipitación, los acuíferos son fuentes vitales de agua para el uso y consumo humano (Salas et al., 2016), así como también para ecosistemas que dependen de las descargas subterráneas. Para preservar este recurso, es necesario estudiar su comportamiento frente distintos escenarios futuros de cambio climático y, así, hacer más efectiva su gestión.

Las proyecciones futuras indican que se espera un aumento de las temperaturas medias a nivel global (IPCC, 2014), así como también una acentuación en los eventos extremos de precipitación y temperatura (Green et al. 2011; IPCC, 2014; Taylor et al. 2013). Frente a estas proyecciones, interesa comprender los efectos directos o indirectos sobre el agua subterránea. Taylor et al. (2013) sugieren que el aumento de las temperaturas implicará que una menor parte de la precipitación caerá en forma de nieve, lo que causará inundaciones en invierno y posibles sequías en verano, ya que la nieve representa una reserva de agua en épocas de calor. Si no se toman medidas para almacenar el exceso de agua en invierno, se tendrá que recurrir al agua subterránea para suplir la falta de agua superficial en verano. Además, un aumento en las temperaturas conlleva mayores tasas de evapotranspiración (ET), lo que causará un aumento en la irrigación. Por consiguiente, una mayor extracción de agua desde las napas. Una consecuencia de la extracción exacerbada de agua subterránea es que aumenten los niveles del mar debido a que finalmente el recurso hídrico subterráneo termina en los océanos (Konikow, 2011; Wada et al., 2012, 2010). En acuíferos costeros, la extracción de agua subterránea puede provocar intrusión salina, contaminando los pozos de estas zonas y haciendo necesario la búsqueda de nuevas fuentes subterráneas que explotar (Taylor et al., 2013).

Pese a estos pronósticos, la relación entre el agua subterránea y las variables climáticas es más compleja que con las aguas superficiales (Holman, 2006; IPCC, 2007a).

De acuerdo con Green (2011), las propiedades del agua subterránea le dan una ventaja en comparación a las aguas superficiales en lo que respecta a cambio climático. Esto, debido a que los tiempos de residencia del agua subterránea van desde los días hasta los miles de años, retardando los efectos del cambio climático y amortiguando sus efectos. Además, muchos acuíferos poseen altas capacidades de almacenamiento, al que se recurre en casos de sequías. Sin embargo, la habilidad del agua subterránea de actuar como regulador del cambio climático para suplir la escasez de agua superficial se verá restringida por la necesidad de proteger los ecosistemas dependientes de ella (Skinner, 2008).

La mayoría de los estudios realizados hasta la fecha se han concentrado en los impactos del cambio climático en sistemas hidrológicos superficiales y son relativamente pocos los estudios enfocados al agua subterránea (Scibek et al., 2007). Además, los escasos estudios existentes muestran resultados muy específicos de la zona a los que fueron aplicados (Holman et al., 2012).

Para el estudio del cambio climático se utilizan modelos de circulación global (GCM, por sus siglas en inglés). Los GCM's son herramientas desarrolladas para simular el clima actual y futuro bajo diferentes escenarios. La formulación de estos modelos considera el comportamiento y la interacción de la biósfera, hidrósfera, criósfera, atmósfera y geósfera en el sistema climático (Green et al., 2011). Los escenarios de cambio climático establecidos por el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) en el quinto informe de evaluación (AR5, por sus siglas en inglés) se expresan en términos de la trayectoria representativa de gases invernadero y contaminantes (RCP, por sus siglas en inglés) que resultan de actividades humanas. Los RCP's entregan información cuantitativa de concentraciones de contaminantes asociados al cambio climático en el tiempo, así como también sobre la forzante radiativa al año 2100. La forzante radiativa es la cantidad de energía adicional ( $W/m^2$ ) que es capturada por la Tierra debido al aumento del efecto invernadero (Bjørnæs, 2013). Así, un RCP6 implica un aumento de  $6 W/m^2$  al año 2100. Además, existen cuatro escenarios establecidos, uno de ellos representa el escenario de mitigación (con bajas emisiones de gases invernadero),

RCP2.6, dos escenarios intermedios, RCP4.5 y RCP6, y un escenario de altas emisiones, RCP8.5 (IPCC, 2014).

Una forma de estudiar los impactos del cambio climático en el agua subterránea es ingresar los resultados de los GCM's, correspondientes a distintos escenarios a evaluar, en modelos hidrogeológicos que permitan obtener las respuestas del acuífero frente a las variaciones climáticas. Sin embargo, los GCM's no pueden ser utilizados directamente a nivel de cuenca debido a que no pueden proporcionar información a escalas menores que su propia grilla, la cual generalmente es del orden de 200 km (Green et al., 2011). Por esta razón, si bien los GCM's son útiles para predecir y comparar cambios globales, se requiere de métodos que permitan llevar los resultados de los GCM's a escala local. A estos métodos se les denominan métodos de *downscaling*.

En este trabajo se utilizan métodos de *downscaling* estadísticos para llevar la información de los GCM's, de distintos escenarios RCP's, a la escala de la cuenca del Salar del Huasco, seleccionada para el estudio. Con esta información, se utiliza un modelo hidrológico que permite estimar la recarga futura del acuífero y a partir de esta información, se realizan simulaciones hidrogeológicas para investigar el efecto del cambio climático sobre el acuífero del Salar del Huasco.

## **1.1 Hipótesis de investigación**

Los efectos del cambio climático sobre la precipitación y temperatura en zonas áridas implicarán un cambio en las condiciones de recarga hacia las napas subterráneas, lo que en respuesta provocará una alteración en los componentes del balance hídrico del sistema, con el fin de establecer un nuevo equilibrio.

## **1.2 Objetivos**

El objetivo de este estudio es analizar los efectos del cambio climático en la cuenca del Salar del Huasco, ubicada en el altiplano chileno, zona que se caracteriza, entre otras cosas, por su extrema aridez. El Huasco, al ser una cuenca no intervenida, da la posibilidad

de estudiar los efectos del cambio climático sin interferencias antropogénicas. De esta forma, este trabajo busca aportar en el conocimiento del comportamiento del agua subterránea frente al futuro estrés hídrico y, de esta forma, ayudar en la futura gestión del recurso.

Para el presente estudio, se definieron los siguientes objetivos específicos:

- 1) Desarrollar un modelo hidrogeológico de la cuenca del Salar del Huasco que permita evaluar el balance hídrico de la cuenca.
- 2) Aplicar técnicas de *downscaling* a datos de modelos climáticos y definir escenarios futuros de cambio climático.
- 3) Calcular la recarga futura bajo los distintos escenarios de cambio climático definidos.
- 4) Utilizar el modelo hidrogeológico para evaluar impactos generados por los distintos escenarios futuros de cambio climático.

### **1.3 Estructura de esta tesis**

Este documento está organizado de la siguiente manera: en el capítulo 2 se describe la zona de estudio, así como también los datos y métodos utilizados para realizar esta investigación. En el capítulo 3 se presentan y discuten los resultados obtenidos en cada etapa de la metodología. Finalmente, en el capítulo 4 se detallan las conclusiones derivadas del estudio.

## **2 MATERIALES Y MÉTODOS**

### **2.1 Zona de estudio**

El Salar del Huasco es una cuenca endorreica ubicada en el Altiplano Andino del norte de Chile (Figura 2-1). Se encuentra en la comuna de Pica, dentro de la provincia de Iquique, Región de Tarapacá. La cuenca del salar tiene un área de 1470 km<sup>2</sup>, su altura media es de 4165 msnm y se encuentra rodeado por cordones montañosos que bordean

los 5000 msnm. El punto más bajo de la cuenca tiene una altura de 3770 msnm, lugar donde desembocan las aguas del río Collacagua en el sector del salar, que corresponde, por las características evaporíticas propias de la cuenca endorreica, al sumidero final del sistema hidrológico (DGA, 2009).

Adicionalmente, en la Figura 2-2 se distinguen las principales zonas dentro de la cuenca del Salar del Huasco, a las cuales se hará referencia a lo largo de este trabajo.

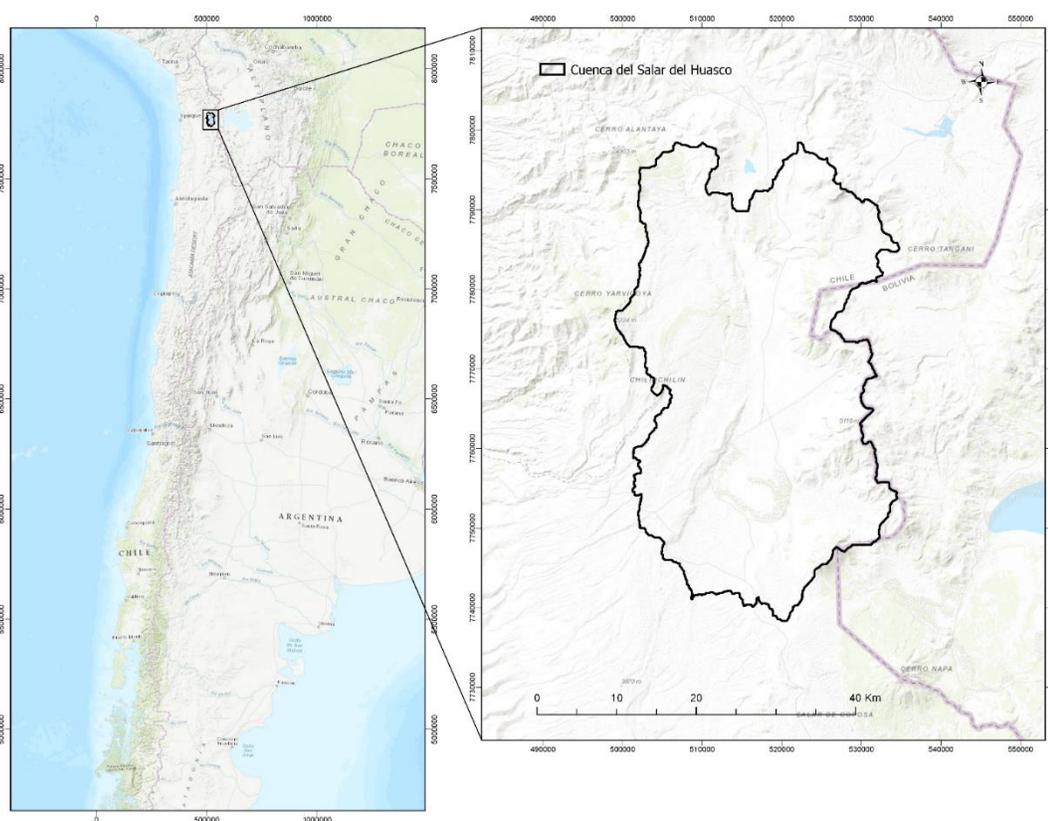


Figura 2-1: Ubicación de la cuenca del Salar del Huasco.

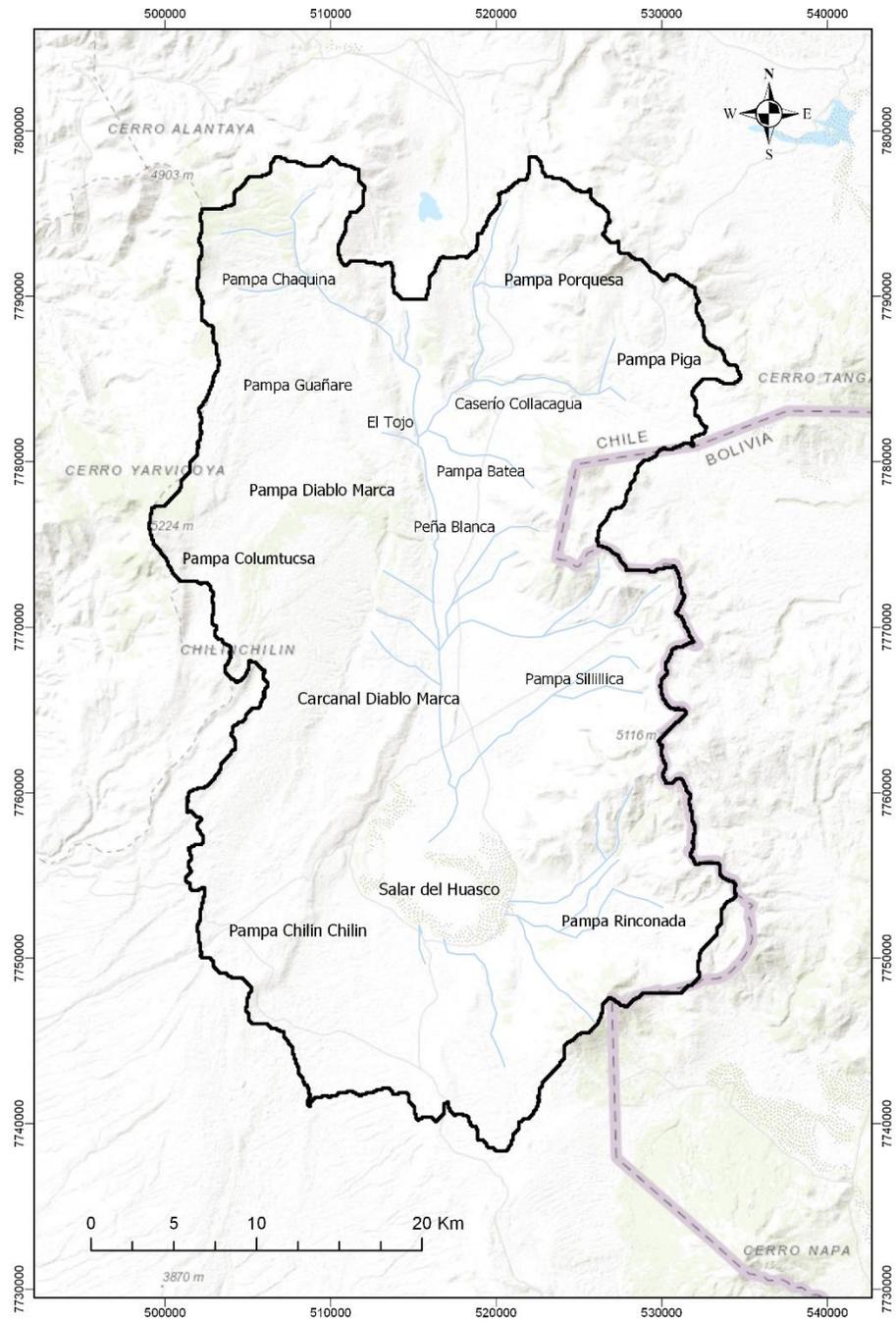


Figura 2-2: Cuenca del Salar del Huasco y sus zonas principales.

El Salar del Huasco se caracteriza por la presencia lagunas someras que alimentan los denominados bofedales (humedales en altura). Estos bofedales sustentan el ecosistema en que habitan muchas especies de flora y fauna únicas del sector (Johnson et al. , 2010). Entre la fauna que se puede encontrar en el lugar destacan el zorro andino, puma, vicuñas, llamas y flamencos, entre otros. El Salar del Huasco es de especial importancia ya que en él se encuentran tres especies de flamencos de las seis que existen en el mundo. Las características del Salar permiten el desarrollo de colonias de nidificación de flamencos, constituyendo uno de los pocos lugares donde se realizan los procesos reproductivos del flamenco en Chile (CONAF, 2005). Esta es una de las razones por las cuales el Salar del Huasco fue declarado sitio RAMSAR de humedales de importancia internacional en 1996 y, posteriormente, declarado Santuario de la Naturaleza en 2005. La Figura 2-3 muestra a llamas y flamencos en el Salar del Huasco.



Figura 2-3: Llamas y flamencos en el Salar del Huasco. *Fotografía original de la autora.*

### 2.1.1 Geología

La cuenca del Salar del Huasco se encuentra bordeada al oeste por la meseta de Altos de Pica, que representa la divisoria de aguas con la Pampa del Tamarugal, por el este se encuentra la Cordillera de los Andes, que representa la separación con las cuencas bolivianas de Empexa y Coipasa. Por el norte limita con la cuenca Lagunillas y por el sur con Carcanal de Napa (Uribe et al., 2015).

La actividad tectónica del Terciario medio provocó la elevación montañosa de la actual Cordillera occidental, época en la que se estima que se formó la cuenca del Salar del Huasco. Como consecuencia del tectonismo, afloraron rocas paleozoicas y mesozoicas que conforman el basamento de la cuenca sobre el cual se depositaron los primeros

materiales de relleno debidos a la erosión. Posteriormente, se depositaron en la cuenca depósitos de ignimbrita a causa de actividad volcánica, los que a fines del Terciario y principios del Cuaternario dieron origen al actual cordón volcánico de la Cordillera de los Andes. De esta forma, la cuenca se cierra al este y se convierte en una cuenca cerrada y continuó rellenándose de material volcánico y piroclástico (DGA, 2009).

Se ha estudiado previamente una posible conexión entre el acuífero del Salar del Huasco y otras cuencas de la zona, como la Pampa del Tamarugal, Pica, Lagunillas y Chacarilla. Algunos de estos estudios plantean que las fallas presentes en el Huasco podrían representar un camino preferencial por donde el agua podría infiltrarse y recargar el acuífero de la Pampa del Tamarugal (DGA, 2009; Jayne et al., 2016). Otros estudios refutan esta conexión por diferentes razones. Risacher et al. (1999) establecen que, en base a la composición química de las aguas, no existe gran similitud que corrobore la conexión entre Pica y el Huasco. Esto concuerda con los resultados obtenidos por Uribe et al. (2015), quienes, en base a dataciones de carbono-14, concluyen que las aguas presentes en ambos acuíferos tienen edades similares, lo que sería un signo de desconexión entre ellas. Más recientemente, Scheihing et al. (2017) también descartaron una posible conexión entre Pica y el Salar del Huasco ya que el agua infiltrada desde este último tendría que circular a grandes profundidades para lograr pasar bajo el cordón precordillerano y luego descargarse en Pica, por lo que las aguas descargadas presentarían mayores temperaturas al estar en contacto con reservorios geotermales de las que efectivamente presentan.

A pesar de esto, podría existir conexión con otras cuencas vecinas que aún no ha sido estudiada. La falta de monitoreo continuo de precipitación, magnitud y contenido isotópico, dificulta realizar conclusiones certeras respecto a la recarga en el Salar y su posible conexión con otras cuencas (DGA, 2009). Debido a esta falta de evidencias que permitan corroborar una conexión es que en este estudio se considera la cuenca del Salar del Huasco como cerrada.

Dentro de la litología del salar se distinguen, de más reciente a más antiguo, formaciones del Cuaternario, dentro de las que se identifican: Depósitos Recientes constituidos por depósitos no fluviales, aluviales, salares, entre otros; Formación Pastillos, formado principalmente por tobas; Formación Collacagua, compuesta de depósitos lacustres y volcánicos; y Formación Sillillica, compuesta por rocas volcánicas (andesitas, dacitas y lavas) y que comenzó a desarrollarse durante el Terciario. Dentro del Terciario, también se encuentra la Formación Altos de Pica, compuesta principalmente por Ignimbrita Huasco, que corresponde a tobas de ceniza riolítica de aproximadamente 16 Ma de antigüedad (Gardeweg y Sellés, 2015). La formación más antigua se desarrolló durante el Cretácico y corresponde a la Formación Cerro Empexa, formada de rocas volcánicas, metamórficas y sedimentarias (Acosta, 2004). En la Figura 2-4 se observa la distribución de las distintas formaciones que afloraron a la superficie de la cuenca.

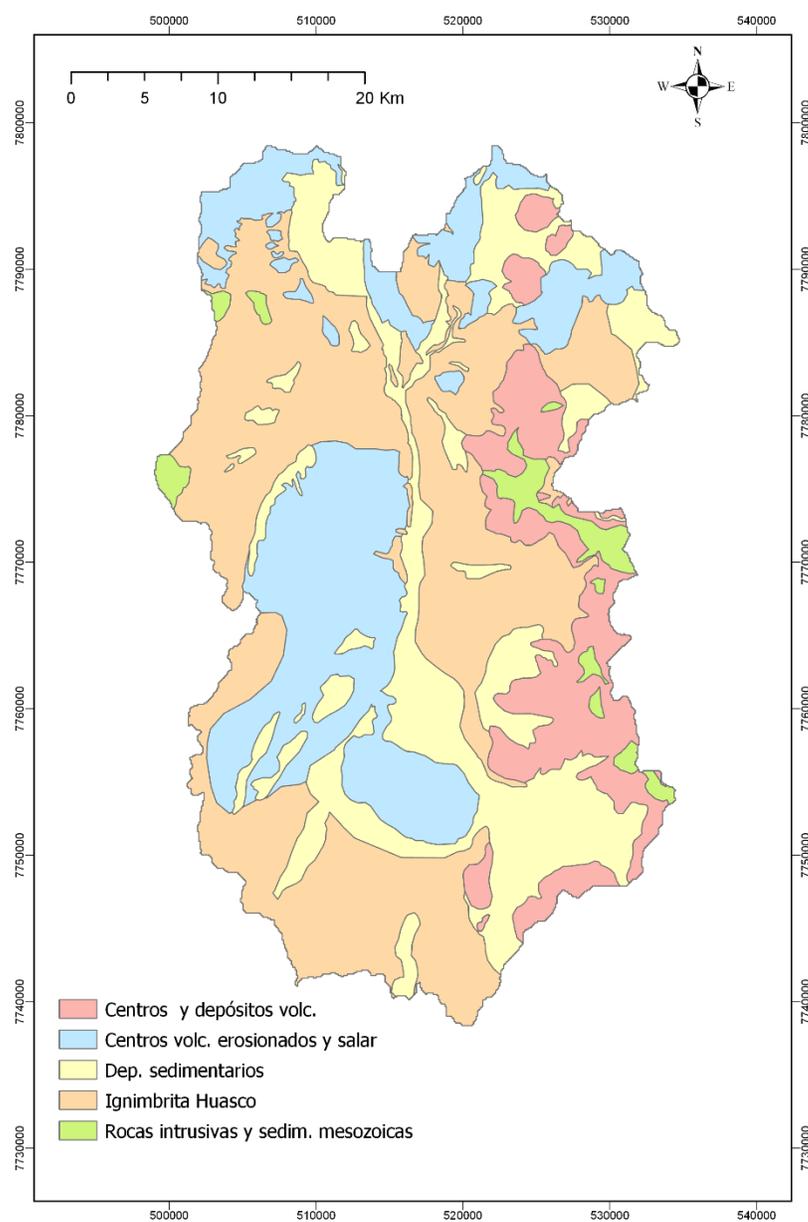


Figura 2-4: Unidades litológicas presentes en la cuenca del Salar del Huasco.

Modificado de DGA, 2009.

### **2.1.2 Clima**

El Salar del Huasco está influenciado por dos tipos de clima, el clima de Tundra por efecto de altura con precipitación estival, también conocido como clima de Estepa de Altura, y el clima Desértico frío o Marginal de altura (DGA, 2009). El clima de Tundra está presente en la mitad norte y oriente de la cuenca, mientras que el Desértico frío en la zona sur oeste.

El clima de Estepa se caracteriza por presentar temperaturas medias diarias relativamente bajas (cercanas a los 5 °C) con gran oscilación térmica entre el día y la noche. En los meses de invierno, las temperaturas mínimas alcanzan los -20°C (DGA, 2009). Las precipitaciones en este tipo de clima ocurren en los meses de verano, en lo que se denomina Invierno altiplánico (Johnson et al., 2010), proceso que será explicado en mayor detalle en la siguiente sección. Las precipitaciones en esta zona pueden alcanzar los 400 mm/año (Hernández-López et al, 2014).

En el clima Desértico, por otro lado, las temperaturas diarias promedio se encuentran entre los 4 y 14 °C, dependiendo de la altura, y las precipitaciones son de menor intensidad que en el clima de Estepa. Estas ocurren también en los meses de verano y su intensidad varía entre los 20 y 150 mm al año (DGA, 2009).

### **2.1.3 Hidrología**

En esta sección se explican los principales procesos hidrológicos que gobiernan el balance hídrico de la cuenca.

La zona del Altiplano se caracteriza por presentar bajas temperaturas, baja densidad del aire y altos índices de radiación debido a su altura. Además, las condiciones del aire en el altiplano durante el año son extremadamente secas, a excepción del verano austral (Noviembre a Marzo), donde se producen tormentas convectivas que traen consigo precipitaciones de gran intensidad (Garreaud, 2009). Los componentes necesarios para que se produzcan lluvias convectivas son la desestabilización de la tropósfera local debido a un intenso calentamiento de la superficie por medio de radiación y el establecimiento de

vientos provenientes del este que transportan grandes cantidades de humedad desde zonas tropicales en el interior del continente (Garreaud, 2009).

La precipitación en el altiplano se caracteriza por su alta variabilidad interanual, como se observa en los registros de la estación Collacagua, donde en 1982 se registraron 11 mm en los meses del verano austral, mientras que en 1983 se registraron 277 mm en el mismo período (Garreaud et. al., 2003). Además de esto, existe variabilidad inter estacional, donde el número de días con precipitaciones en verano se concentra en episodios que pueden durar cerca de una semana, seguidos por episodios secos de la misma duración (Garreaud, 2009).

La evaporación es un proceso muy importante ya que constituye el principal mecanismo de descarga de aguas subterráneas en cuencas cerradas. La mayor tasa de evaporación ocurre en los meses de verano, consecuencia de las precipitaciones asociadas al Invierno Altiplánico ya que se producirá mayor evaporación si existe más agua disponible para ser evaporada en la cuenca. Las tasas de evaporación potencial anual rodean los 1200 mm/año (de la Fuente y Meruane, 2016).

El principal escurrimiento superficial de la cuenca del Salar del Huasco es el río Collacagua, el que se forma de las confluencias del río Piga y río Chaquina, en el sector del Tojo (Figura 2-2), y posteriormente fluye de norte a sur hasta infiltrarse antes de llegar al salar, a la altura de Sillillica (Acosta, 2004). El río alcanza su máximo caudal en los meses de verano, en respuesta a las precipitaciones de la época. Según el análisis realizado por DGA (2009) de los caudales en tres estaciones fluviométricas (Piga en Collacagua, Batea en Confluencia y Collacagua en Peñablanca) entre los años 1960 y 2005, se concluye que el sector del río Piga tiene un caudal medio diario de alrededor de  $0,13 \text{ m}^3/\text{s}$  en todos los meses del año, alcanzando un máximo de  $2,4 \text{ m}^3/\text{s}$  en enero. En el sector de Peñablanca, el caudal medio diario se mantiene alrededor de  $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un máximo de  $1 \text{ m}^3/\text{s}$  durante todo el año, en los meses de febrero, septiembre y diciembre el caudal máximo alcanza los  $2,78 \text{ m}^3/\text{s}$  (DGA, 2009). Las infiltraciones del río Collacagua en su viaje de norte a sur en la cuenca constituyen una interacción entre el escurrimiento

superficial y el agua subterránea. De acuerdo con el estudio de Acosta (2004), el acuífero aporta agua al río aguas arriba, mientras que, a medida que el río fluye hacia aguas abajo, aporta agua al acuífero a través de infiltraciones.

Otro mecanismo de descarga del acuífero está constituido por las vertientes que alimentan la laguna principal del salar, la cual presenta agua durante todo el año. Además, existen otras lagunas, denominadas lagunas eventuales, que se forman producto de eventos de precipitación y posteriormente desaparecen en períodos secos (DGA, 2009).

#### **2.1.4 Hidrogeología**

La cuenca del Salar del Huasco está formada por tres unidades acuíferas principales: un acuífero superior, formado por Depósitos Recientes y la parte superior de la Formación Collacagua; un acuífero medio, que se extiende entre las unidades media e inferior de la Formación Collacagua; y un acuífero inferior, que está constituido por Ignimbrita Huasco y estratovolcanes de la Formación Sillillica (Acosta y Custodio, 2008).

El acuífero superior está formado por depósitos fluviales en las cercanías del lecho del río Collacagua, depósitos aluviales en el sector de Rinconada y Sillillica, depósitos evaporíticos en las cercanías del salar, e Ignimbrita Pastillos en Pampa Batea. Exceptuando los depósitos que conforman el salar, los depósitos que conforman el acuífero superior son de alta permeabilidad, entre 6 y 60 m/d (DGA, 2009). Acosta y Custodio (2008) estipulan que el espesor del acuífero superior en las cercanías del humedal es de 20 m y alcanza el espesor máximo de 70 m en el sector de Pampa Batea.

El acuífero medio está formado por depósitos gruesos de la Formación Collacagua y constituye el acuífero principal por su alta permeabilidad, cuyo espesor saturado bordea los 80-200 m (Acosta y Custodio, 2008). El acuífero superior se encuentra separado del acuífero medio por una capa de 20 m de espesor de material arcilloso. Esta capa está distribuida a lo largo de toda la cuenca y actúa como un acuitardo.

El acuífero inferior está formado por Ignimbritas y estratovolcanes que constituyen el límite inferior y lateral de la cuenca sedimentaria. Es un medio heterogéneo debido a

su nivel de fracturamiento y a la presencia de lavas y tobas intercaladas que le otorgan una mayor variabilidad espacial (Acosta y Custodio, 2008). Su espesor saturado es cercano a los 250 m y las conductividades estimadas por Acosta (2004) están alrededor de los 0,5 y 13 m/d.

## **2.2 Metodología de análisis de impactos del cambio climático sobre el acuífero del Salar del Huasco**

La metodología utilizada en este estudio se resume en el esquema de la Figura 2-5. En primer lugar, se procesan los outputs de precipitación y temperatura de múltiples modelos climáticos para que puedan ser utilizados a nivel de cuenca, a través de métodos de *downscaling*. En este primer paso se definen los escenarios futuros que serán utilizados para evaluar los impactos del cambio climático. El segundo paso consiste en calcular la recarga a partir de los datos de precipitación y temperatura procesados para cada escenario mediante un modelo hidrológico. Luego, los valores de recarga obtenidos para cada escenario son utilizados como valor de entrada en el modelo hidrogeológico. A partir del modelo hidrogeológico, se obtienen resultados de los niveles de la napa en el tiempo, así como también de la fluctuación de los flujos de entrada y salida que gobiernan el balance hídrico de la cuenca, e.g., evaporación, afloramiento de los manantiales.

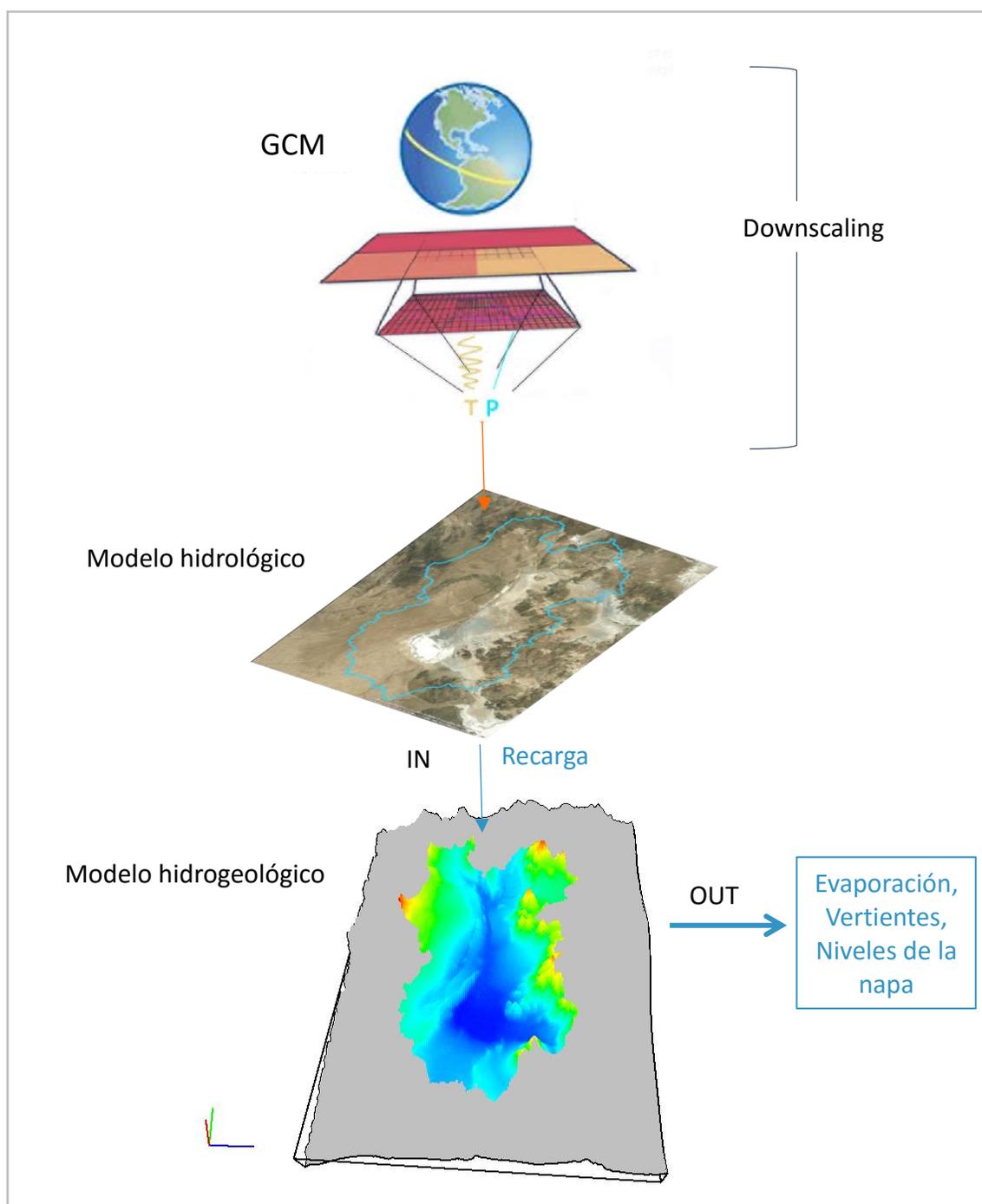


Figura 2-5: Esquema de la metodología utilizada en este estudio.

### 2.2.1 Definición de escenarios asociados al cambio climático y *downscaling* estadístico

Para este trabajo se utilizaron los datos de precipitación y temperatura mensual obtenidos de distintos modelos climáticos (ver Anexo para el detalle de los modelos utilizados), dentro de los cuales se cuentan los escenarios RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6 y RCP 8.5. Los datos para la zona del Salar del Huasco fueron obtenidos del proyecto *Downscaled CMIP3 and CMIP5 Climate Projections: Release of Downscaled CMIP5 Climate Projections* (Brekke, Thrasher, Maurer, y Pruitt, 2013), que entrega datos con una desagregación espacial corregida por sesgo (BCSD, por sus siglas en inglés) con una resolución de grilla de  $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$  (latitud x longitud).

Con el fin de analizar los impactos del cambio climático a nivel de cuenca es necesario obtener outputs de modelos climáticos que sean aplicables a escala de local, para lo cual se aplican métodos de *downscaling*. En este estudio se utilizó el método delta híbrido (HD, por sus siglas en inglés), que recibe ese nombre porque combina dos técnicas para realizar *downscaling*: corrección de sesgo y desagregación espacial (BCSD) y el método delta (DM). El combinar ambas técnicas permite que se rescaten las principales fortalezas de cada una, al mismo tiempo que se evaden sus principales debilidades (Tohver y Hamlet 2014). El método HD fue desarrollado por Hamlet et al. (2010) para ser utilizado tanto a escala mensual en el análisis de variables del balance hídrico, como a escala diaria en el análisis de eventos extremos. A continuación, se describen ambos métodos y cómo estos fueron aplicados en las distintas etapas del método HD.

El método BCSD consiste en una corrección de sesgo donde se ajustan las propiedades estadísticas de las simulaciones climáticas para que estas sean similares a las propiedades estadísticas de las observaciones para un período climatológico común. Para realizar esta corrección de sesgo, generalmente se utiliza una función de transferencia que minimiza la diferencia entre la distribución de probabilidad acumulada (CFD) de los resultados de los modelos climáticos y de las observaciones. A este proceso se le denomina *quantile mapping* (QM).

El DM, también conocido como método del factor de cambio, calcula las diferencias entre las medias mensuales de las variables de interés (e.g., precipitación, temperatura) simuladas por los GCM para un período futuro y para un período base (histórico, para el cual se dispone de datos observados de las variables). A estas diferencias se les denomina deltas y representan los cambios que, según las simulaciones de los GCM, experimentarán las variables desde el período base hasta el período futuro que interesa analizar. Estos deltas son aplicados a datos observados en el mismo período base para obtener series de tiempo futuras (del período para el cual el delta fue calculado) que representen los cambios proyectados en los modelos climáticos (Ekström, Grose y Whetton, 2015).

Este método es de fácil aplicación, lo que hace que sea uno de los más utilizados. Sin embargo, su principal limitación es que los deltas se obtienen únicamente con respecto a las medias de las variables, sin considerar otros estadísticos que caracterizan la distribución de probabilidad de estas. De esta forma, mientras que la aplicación común del DM implica perturbar los promedios mensuales a nivel regional de las variables de interés, el método HD perturba toda la función de probabilidad acumulada mensual de las observaciones a escala local (Tohver y Hamlet 2014).

El primer paso del método HD consiste en corregir los datos del GCM en el período histórico según las observaciones en dicho período mediante BCSD. Esta técnica requiere determinar, para cada mes, las CFD's, tanto de las simulaciones como de las observaciones, para luego ajustar la CFD simulada a la observada. La corrección de los resultados futuros del GCM se realiza suponiendo que el sesgo es estacionario y que se extiende en el tiempo. Por lo tanto, se utiliza la misma corrección por QM para transformar las simulaciones futuras del GCM (Tohver y Hamlet 2014). Posteriormente, los valores corregidos del GCM son interpolados a la escala de grilla deseada ( $0.125^\circ \times 0.125^\circ$  en este caso), proceso denominado desagregación espacial.

El segundo paso del método HD es aplicar el DM a los datos corregidos en el paso anterior. Para definir el factor de cambio o delta, el método DM compara los promedios mensuales de los resultados de simulaciones futuras con los promedios mensuales de

resultados históricos de los GCM's en el sitio de interés. Para realizar esta comparación, se definen ventanas de tiempo histórica y futuras de igual duración. En este caso se definieron ventanas de 30 años de duración ya que se tienen 30 años de datos observados entre 1981 y 2010. Una de las ventanas corresponde a la simulación histórica, que debe coincidir con el período en que se tienen las observaciones, es decir el período de referencia del GCM; el resto de las ventanas dividen el período futuro entre 2011 y 2100 en tres: la primera ventana corresponde al futuro cercano desde 2011 hasta 2040, la segunda ventana corresponde al futuro en los años 2041 hasta 2070; y la tercera ventana corresponde al futuro lejano, comprendido por los años 2071 y 2100. Las ventanas se definieron de forma tal que no existan separaciones entre ellas, de modo que los resultados obtenidos del *downscaling* puedan ser aplicados de forma continua al modelo hidrológico y, posteriormente, al hidrogeológico. Al comparar las ventanas futuras con la de referencia se obtiene un estimado de cuanto es lo que aumentan o disminuyen las variables meteorológicas temperatura (T) y precipitación (P) con respecto a las simulaciones históricas por cada mes. Este delta se aplica al promedio mensual de las variables observadas en el lugar, de acuerdo a las siguientes expresiones (Camici et al., 2014; Hamlet et al., 2010; Tohver y Hamlet, 2014):

$$T_{DM\ fut} = \overline{T_{obs}} + (\overline{T_{GCM\ fut}} - \overline{T_{GCM\ hist}}) \quad (2.1)$$

$$P_{DM\ fut} = \overline{P_{obs}} \cdot \left( \frac{\overline{P_{GCM\ fut}}}{\overline{P_{GCM\ hist}}} \right) \quad (2.2)$$

donde  $T_{DM\ fut}$  y  $P_{DM\ fut}$  corresponden a la temperatura y precipitación futuras, respectivamente, corregidas por el método DM;  $\overline{T_{obs}}$  y  $\overline{P_{obs}}$  corresponden a los promedios mensuales observados de las variables;  $\overline{T_{GCM\ fut}}$  y  $\overline{P_{GCM\ fut}}$  son los promedios mensuales de las variables simuladas por el GCM en la ventana futura correspondiente; y  $\overline{T_{GCM\ hist}}$  y  $\overline{P_{GCM\ hist}}$  son los promedios mensuales de las variables simuladas por el GCM en el

período histórico. El término que se suma (multiplica) al promedio observado corresponde al delta, el cual se aplica de forma diferente a la temperatura y a la precipitación con el fin de evitar que se generen precipitaciones negativas.

El tercer paso consiste en aplicar QM a las series generadas con el DM, con el fin de obtener series de tiempo futuras proyectadas no solamente a partir de la media de los datos observados, si no que también de los momentos superiores. En este paso, en lugar de corregir los datos del GCM en función de los observados, son los datos observados los que son corregidos en función de las series corregidas con el método DM. De esta forma, se obtiene una serie de datos observados transformada de manera tal que refleje la distribución de probabilidad futura (pues tiene la misma CDF que los datos futuros corregidos).

El cuarto y último paso consiste en una desagregación temporal de las series futuras obtenidas, con el fin de tener valores futuros a escala diaria de las variables. Esta información es la que se ingresada al modelo hidrológico para estudiar cómo el cambio climático afecta al acuífero del Salar del Huasco. Para realizar la desagregación especial, se implementó la metodología descrita por Tohver et al. (2014) y Vormoor y Skaugen (2013):

$$T_{fut\ diaria} = T_{obs\ diaria} + (T_{fut\ mensual} - T_{obs\ mensual}) \quad (2.3)$$

$$P_{fut\ diaria} = P_{obs\ diaria} \cdot \left( \frac{P_{fut\ mensual}}{P_{obs\ mensual}} \right) \quad (2.4)$$

donde  $T_{fut\ diaria}$  y  $P_{fut\ diaria}$  son las variables futuras a escala diaria;  $T_{obs\ diaria}$  y  $P_{obs\ diaria}$  son los datos diarios observados de temperatura y precipitación, respectivamente;  $T_{fut\ mensual}$  y  $P_{fut\ mensual}$  son los valores mensuales futuros obtenidos del método HD; y  $T_{obs\ mensual}$  y  $P_{obs\ mensual}$  son los valores mensuales observados de las variables.

Para abarcar un mayor rango de proyecciones futuras y debido a que no se tiene ninguna justificación para elegir un escenario en particular (Hausner et al., 2014), en este

trabajo se decidió trabajar con un conjunto de 241 proyecciones dentro de las cuales se encuentran RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6 y RCP 8.5. De este conjunto de proyecciones, también denominados ensambles, se obtienen los percentiles 10 (p10), 50 (p50) y 90 (p90). Estos tres percentiles se usan a continuación como pseudo escenarios de cambio climático, los cuales, en lugar de considerar una única forzante de un modelo en particular, consideran una gama de diferentes forzantes de distintos modelos y simulaciones climáticas. El percentil 10 representa el escenario de menor temperatura y precipitación, y se denomina en este estudio *escenario A*; el percentil 50 representa el escenario intermedio, y en este estudio se llama *escenario B*; y el percentil 90 representa el escenario de mayor temperatura y precipitación, el cual se denomina *escenario C*. Cabe destacar que la palabra escenario propiamente tal, hace referencia a los cuatro escenarios definidos por el IPCC en su último informe, los RCP's, y un uso distinto del término debiese ser considerado más bien como un pseudo escenario, como es en el caso de este estudio. Por esta razón, en virtud de no hacer uso inadecuado del término escenario, se utilizará a lo largo del texto la palabra *escenario* en letras cursivas para hacer referencia a los pseudo escenarios (A, B y C) y, así, diferenciarlos de los RCP's.

Otras posibles configuraciones de los *escenarios A, B y C* podrían haberse definido a partir de los percentiles de temperatura y precipitación calculados. Esto, ya que existe gran incertidumbre relacionada a la proyección de las precipitaciones en el altiplano. Esto se debe principalmente a la baja resolución de los GCM's, la que impide representar adecuadamente la compleja topografía de la Cordillera de los Andes (Vuille et al., 2008), de la cual dependen los procesos que desencadenan las precipitaciones de la zona. Estudios realizados por Minvielle y Garreaud (2011) y Urrutia y Vuille (2009) coinciden en que existirá un aumento de las temperaturas en Los Andes tropical (desde Colombia hasta el norte de Chile), acompañado de un aumento de las precipitaciones en el centro del continente (valle del Amazonas y sus alrededores) y una disminución en la zona subtropical (sur de Bolivia, sur de Perú y norte de Chile). Por otro parte, Seth et al. (2010) y Thibeault et al. (2010) establecen que el aumento de las temperaturas tendrá como

consecuencia inviernos más secos (menos humedad en el aire) que, sumado a un debilitamiento de la circulación tropical de la atmósfera (i.e., mayor estabilidad), implicará que se requiera de mayor tiempo para alcanzar la energía necesaria para que se produzca la convección. Sin embargo, una vez superado el umbral de dicha energía, la humedad acumulada en la atmósfera será mayor, lo que dará lugar a eventos de precipitación de mayor intensidad, pero de menor frecuencia. Estas son las condiciones que se representan en el *escenario C*, donde las mayores temperaturas (percentil 90) van acompañadas de mayores precipitaciones (percentil 90).

### **2.2.2 Estimación de la recarga del acuífero**

Para estimar la recarga que ingresa al acuífero, se utilizó el modelo de precipitación escorrentía (MPE) desarrollado por Uribe et al. (2015). Este modelo corresponde a un modelo de simulación continua de los procesos hidrológicos, que transforma datos meteorológicos mediante relaciones de balance de masa y propagación de crecida. A partir de datos de temperatura, precipitación y evaporación a escala diaria, el modelo determina la escorrentía superficial, flujo subterráneo, pérdidas por evaporación y percolación profunda.

El modelo desarrollado por Uribe et al. (2015) está basado en el “Modelo continuo de estimación de Humedad del Suelo” (SMA), incorporado en el programa HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center (US), 2001). Dicho modelo fue desarrollado previamente por Leavesley et al. (1983). Para aplicar este modelo se debe dividir la cuenca en varias subcuencas con características geológicas, morfológicas e hidrológicas similares denominadas unidades de recarga o unidades de respuesta hidrológica (HRU, por sus siglas en inglés). Estas unidades representan modelos independientes en los cuales se simulan los flujos de interés, con el objetivo de lograr homogeneidad y representatividad de las variables involucradas en los distintos procesos. La agregación de los flujos calculados en cada HRU constituye los flujos de salida total de la cuenca.

La Figura 2-6 presenta un esquema conceptual de los procesos hidrológicos que ocurren en cada HRU. El modelo considera cuatro reservorios en los que, dependiendo de su capacidad de almacenamiento, evaporación potencial para cada HRU y de su saturación, el agua puede evaporarse, escurrir o continuar a la zona de almacenamiento siguiente. La aplicación actual de MPE, a diferencia del modelo HEC-HMS, considera que el agua almacenada en las capas más superficiales del suelo puede congelarse debido a las bajas temperaturas, lo que demoraría su transformación a escurrimiento, percolación o evaporación.

El primer reservorio corresponde a la zona de interceptación vegetal, que almacena la parte de lluvia que no alcanza a llegar al suelo debido a que es captada por la cobertura vegetal y evaporada. En el Salar del Huasco el efecto de esta zona es casi nulo debido a la escasa vegetación. El segundo reservorio es la zona de detención superficial, donde se acumula la precipitación que cae directamente sobre la HRU que no quedó retenida en la cobertura vegetal. El agua sale de esta zona por medio de evaporación y por infiltración hacia la zona siguiente. Dicha zona corresponde a la zona de suelo, la cual se divide en una zona de raíces y zona no saturada, donde el agua puede salir por medio de la transpiración de las raíces hacia la atmósfera y por percolación profunda hacia el almacenamiento subterráneo. Este último corresponde a la última zona de control, donde el agua puede quedar almacenada en el reservorio, transformarse en flujo base, que luego retorna a la superficie como escurrimiento superficial, o transformarse en percolación definitiva al acuífero. La recarga se define como la suma de ambos flujos en cada HRU.

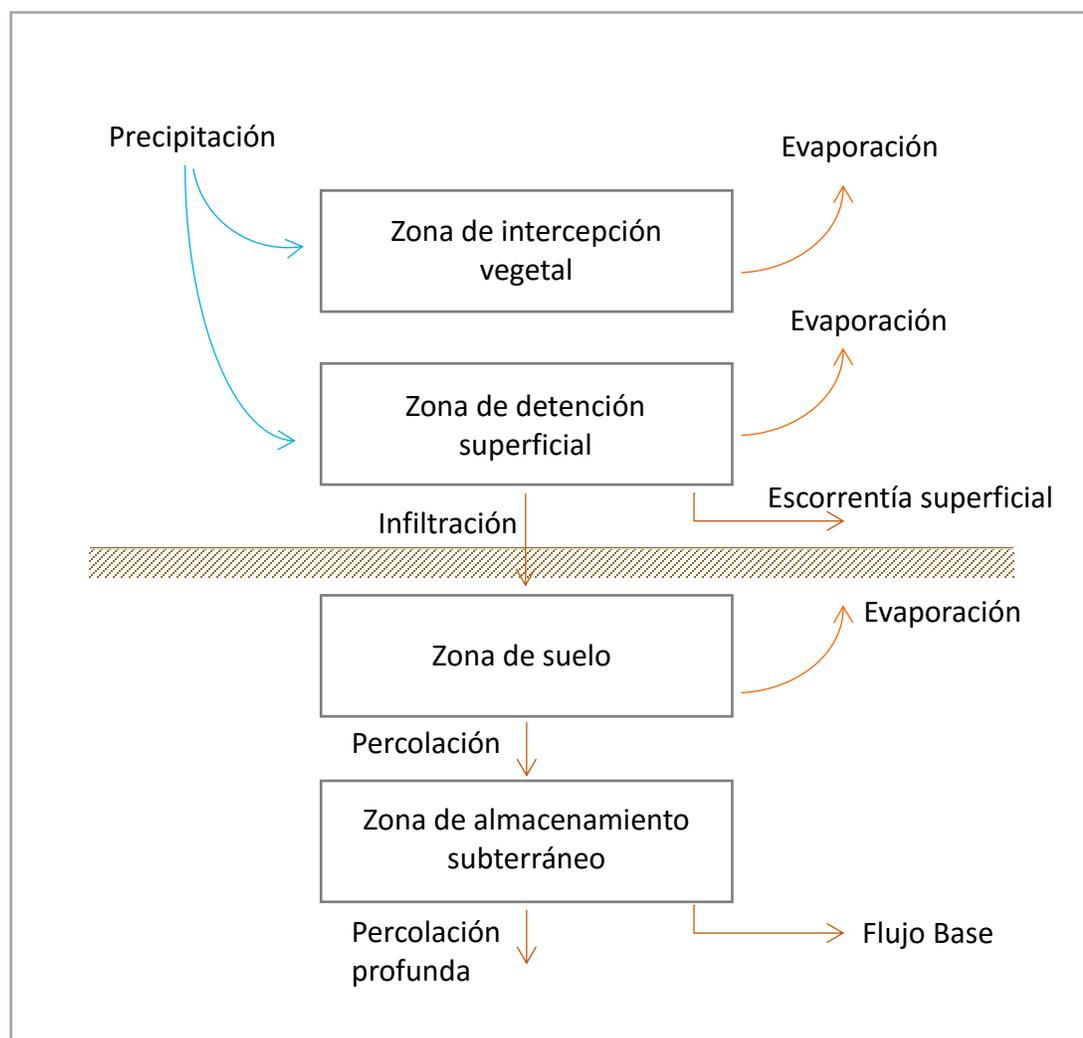


Figura 2-6: Representación conceptual de los procesos hidrológicos considerados en cada HRU de la cuenca del Salar del Huasco. Modificado de Uribe et al., 2012.

En cada HRU se resuelven las ecuaciones del balance de masa en cada uno de los reservorios involucrados. En total son 15 parámetros por cada HRU los que intervienen en la modelación y que es necesario calibrar. Para este estudio se utilizó el modelo

calibrado por Uribe et al. (2015), donde se definieron 21 subcuencas, las que fueron divididas en distintas HRU. Cinco HRU se identificaron en dicho trabajo: R1, rocas sanas, sin fracturamiento y muy baja porosidad efectiva; R2, rocas con diaclasamiento intenso o porosidad efectiva importante; S1, depósitos lacustres y evaporíticos; S2, depósitos aluviales y coluviales; y S3, depósitos fluviales. El modelo fue calibrado considerando la información disponible entre los años 1978 y 2010. La Tabla 2-1 presenta las subcuencas identificadas en la cuenca del Salar del Huasco en el estudio de Uribe (2012), que se adoptaron en este trabajo, mientras que la Figura 2-7 muestra las subcuencas y sus respectivas HRU.

Tabla 2-1: Subcuencas utilizadas para el cálculo de recarga. Modificado de Uribe, 2012.

| N° | Nombre           | Área<br>km <sup>2</sup> | Altura media<br>msnm | N° | Nombre         | Área<br>km <sup>2</sup> | Altura media<br>msnm |
|----|------------------|-------------------------|----------------------|----|----------------|-------------------------|----------------------|
| 1  | Porquesa         | 100,4                   | 4.249                | 12 | ChilinChilin 2 | 27,8                    | 3.988                |
| 2  | Piga             | 105,8                   | 4.400                | 13 | ChilinChilin 3 | 8,4                     | 3.861                |
| 3  | Chaquina         | 139,7                   | 4.257                | 14 | ChilinChilin 4 | 8,4                     | 3.948                |
| 4  | Guañare          | 79,3                    | 4.425                | 15 | Rinconada1     | 4,8                     | 3.851                |
| 5  | Collacagua       | 92,4                    | 4.141                | 16 | Rinconada2     | 22,0                    | 4.060                |
| 6  | Batea            | 65,5                    | 4.233                | 17 | Rinconada3     | 20,7                    | 3.869                |
| 7  | Sillillica Norte | 86,3                    | 4.260                | 18 | Rinconada4     | 116,0                   | 4.146                |
| 8  | Diablo Marca     | 30,3                    | 4.169                | 19 | Rinconada5     | 55,8                    | 4.056                |
| 9  | Columtucsa       | 202,9                   | 4.194                | 20 | ChilinChilin5  | 63,2                    | 3.979                |
| 10 | Sillillica       | 146,7                   | 4.071                | 21 | Laguna         | 48,2                    | 3.787                |
| 11 | ChilinChilin 1   | 45,4                    | 3.921                |    | <b>Total</b>   | <b>1.470</b>            | <b>4.164</b>         |

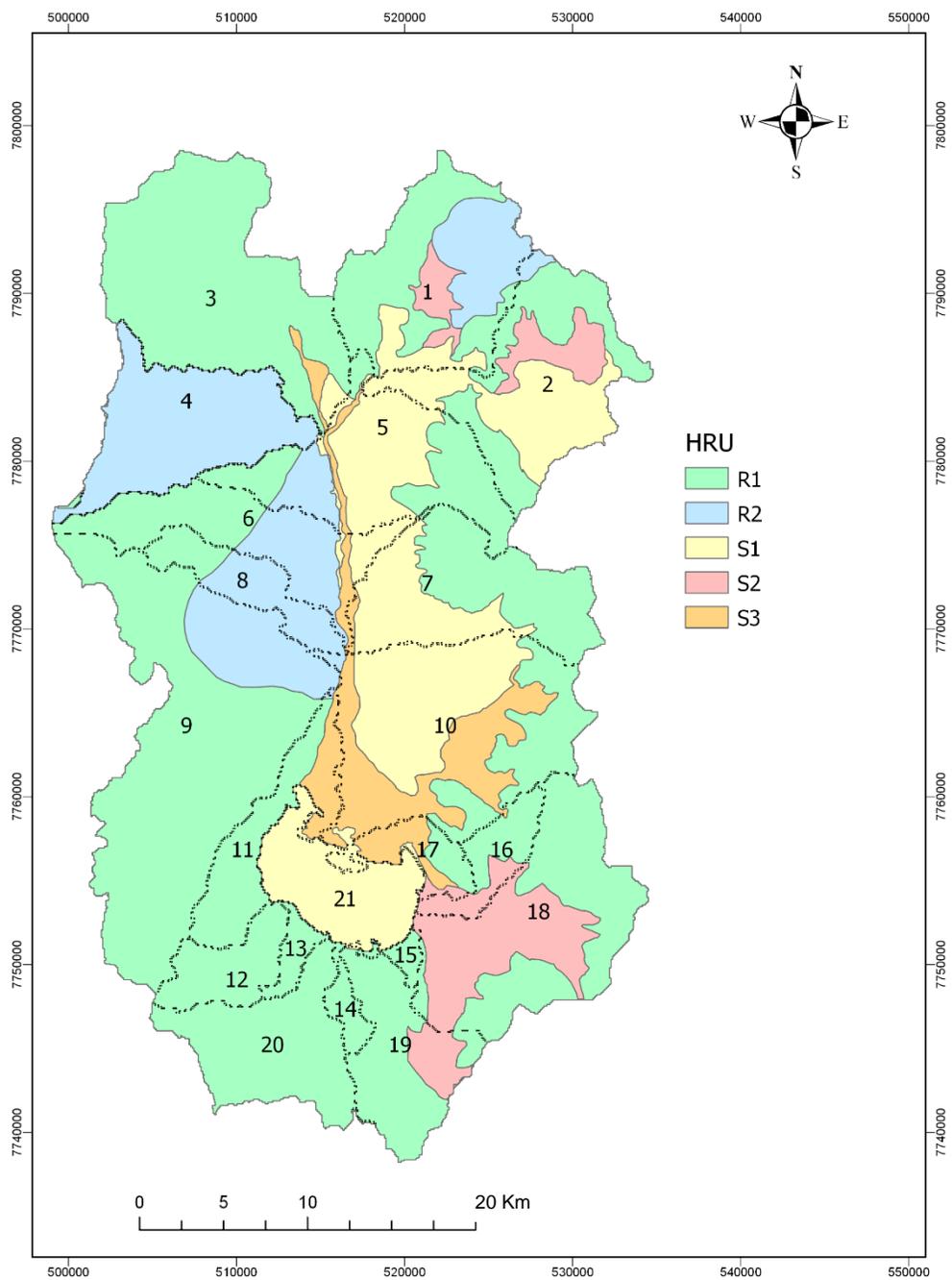


Figura 2-7: Subcuencas identificadas en el Salar del Huasco y HRU. Modificado de Uribe et al., 2015.

Con los parámetros calibrados por Uribe et al. (2015) se generaron las series de recarga y de evaporación para cada escenario futuro a partir de datos de precipitación y temperatura proyectados.

### 2.2.3 Modelación hidrogeológica

#### 2.2.3.1 MODFLOW

Para el modelo de flujo subterráneo se utilizó el programa MODFLOW, que simula tridimensionalmente el flujo de agua subterránea a través de un medio poroso por medio del método de diferencias finitas (Harbaugh et al., 2000). La ecuación de flujo subterráneo que resuelve es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K_{xx} \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_{yy} \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_{zz} \cdot \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W = S_s \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.5)$$

donde  $K_{xx}$ ,  $K_{yy}$  y  $K_{zz}$  ( $L T^{-1}$ ) son los valores de conductividad hidráulica a lo largo de los ejes  $x$ ,  $y$ , y  $z$ , respectivamente;  $h$  ( $L$ ) es el nivel piezométrico;  $W$  ( $T^{-1}$ ) es el flujo por unidad de volumen de fuentes o sumideros;  $S_x$  ( $L^{-1}$ ) es el almacenamiento específico del medio poroso; y  $t$  ( $T$ ) es el tiempo. MODFLOW resuelve esta ecuación a través del método de diferencias finitas, donde el valor de  $h$  es calculado para cada celda del dominio del modelo.

MODFLOW usa una estructura modular donde funciones similares del programa se agrupan de forma independiente a el resto de los procesos. De esta forma, se pueden incorporar nuevos elementos a ciertas funciones sin alterar a las demás. Los procesos de flujo de agua subterránea se dividen en lo que se denomina paquetes. Un paquete es una parte del programa que se encarga de un aspecto específico de la simulación. Cada paquete representa un conjunto de subrutinas, las cuales son llamadas por el programa durante su ejecución en la secuencia adecuada para simular el flujo subterráneo (Harbaugh, 2005). Cada condición de borde que se aplica en un modelo corresponde a un paquete diferente.

El tiempo de simulación está discretizado en *time steps*, los que se agrupan en períodos de estrés. Los inputs al modelo de los procesos que dependen del tiempo pueden variar por cada período de estrés. En otras palabras, en todos los *time steps* correspondientes a un mismo período de estrés las propiedades del modelo son constantes. MODFLOW puede simular el flujo subterráneo tanto en condiciones estacionarias como en transientes. En la simulación estacionaria el término de la ecuación (2.5) de almacenamiento es nulo (lado derecho de la ecuación). Esta es la única parte de la ecuación de flujo que depende del tiempo, por lo que el largo del período de estrés definido para la simulación estacionaria no tendrá efecto en los resultados (A. Harbaugh et al., 2000).

### **2.2.3.2 Modelo hidrogeológico del Salar del Huasco**

Para la implementación de MODFLOW, se utilizó la interfaz ModelMuse (Winston, 2009), desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y de acceso gratuito. La principal ventaja de utilizar una interfaz para MODFLOW es que, además de poder visualizar las propiedades y elementos que componen el modelo, permite crear los archivos de entrada con mayor facilidad.

En este problema en particular se utilizó una discretización de 270 filas, 253 columnas ( $dx = 250$  m,  $dy = 300$  m) y 4 capas en la dirección vertical. Cada una de estas capas contiene información diferente de conductividad hidráulica y de coeficientes de almacenamiento, con el fin de representar la variabilidad espacial de las propiedades del sistema en estudio, de acuerdo a la geología disponible. Puesto que el Salar del Huasco es un lugar protegido, es escasa la información disponible de la zona. Por esta razón, el desarrollo del modelo hidrogeológico se basó en el trabajo realizado por Acosta (2004), que presenta un estudio detallado del acuífero del Salar del Huasco y sus propiedades, las que se usaron como referencia para asignar los valores de las propiedades hidráulicas en cada capa (o estrato). La Figura 2-8 muestra la representación tridimensional del sistema utilizada en el modelo numérico

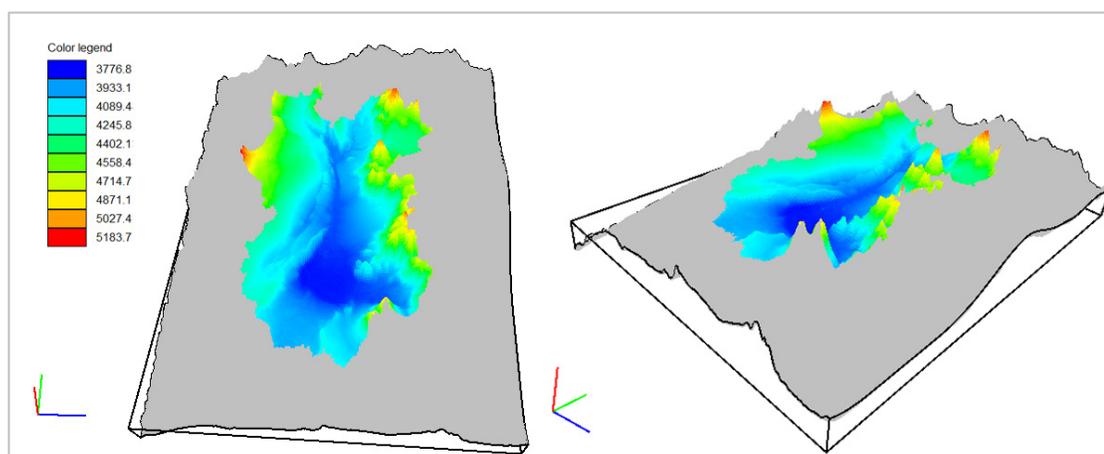


Figura 2-8: Modelo numérico de aguas subterráneas utilizado en el Salar del Huasco, los colores representan la topografía en msnm.

Para incorporar los distintos elementos presentes en el sistema natural que interactúan con el acuífero, tales como el río, la laguna y los bofedales, se utilizaron condiciones de borde que representan sus características principales.

- *Recarga*

El proceso de recarga se incorporó por medio del paquete RCH (A. Harbaugh et al., 2000). Se dividió la cuenca en 21 zonas de recarga, correspondientes a las 21 subcuencas definidas por Uribe et al. (2015) (Figura 2-9). A cada subcuenca se le asignó una tasa de recarga determinada por el modelo MPE, para cada período de estrés a simular. Es importante aclarar que se consideró que la cuenca no está conectada a otras cuencas, por lo que no hay flujo lateral ingresando al acuífero.

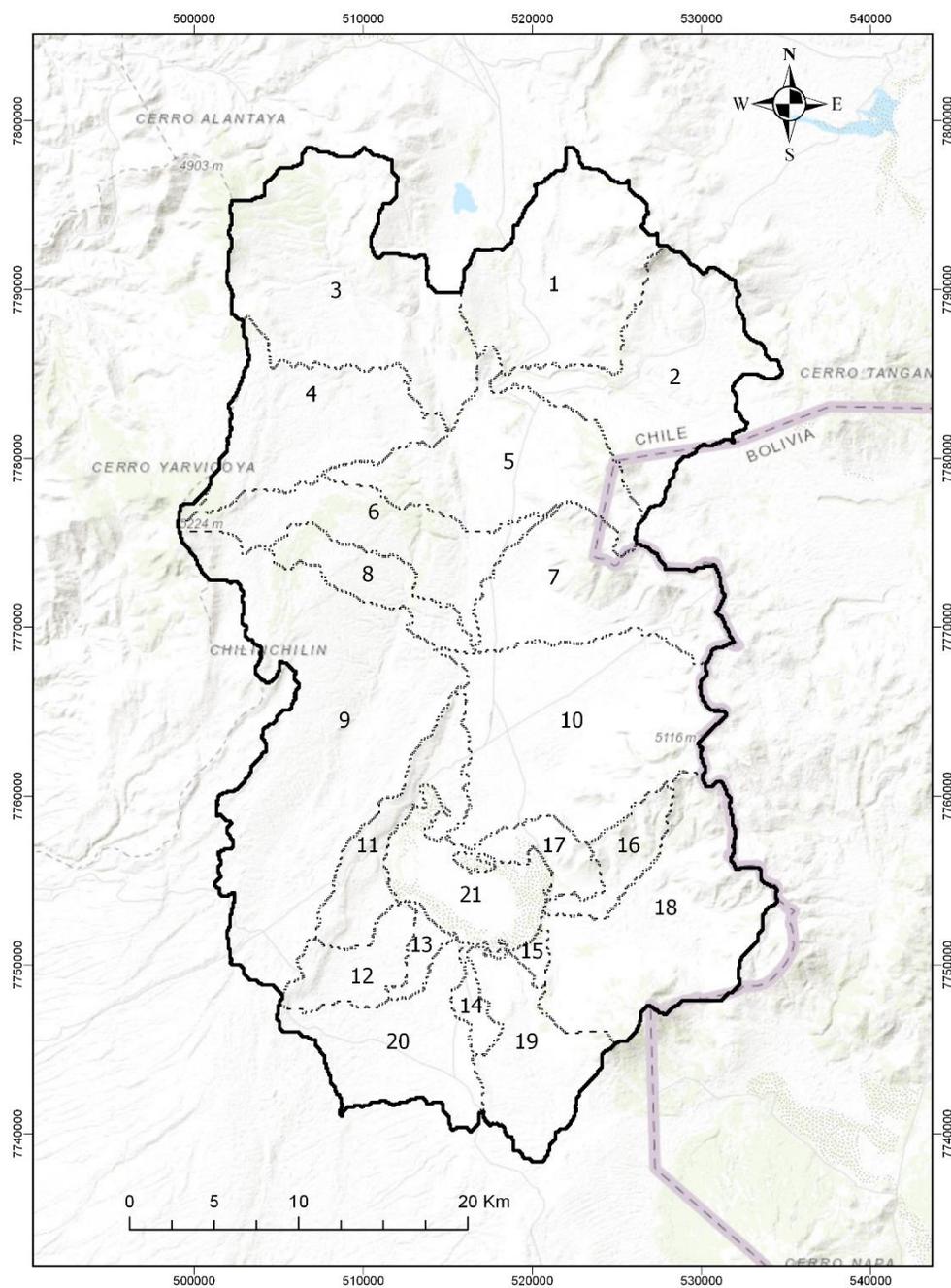


Figura 2-9: Subcuencas de recargas. Modificado de Uribe, 2012.

- *Evaporación*

El proceso de evaporación se modeló por medio del paquete EVT (A. Harbaugh et al., 2000), que simula el flujo que sale de la zona saturada por evapotranspiración o evaporación directa, como es en el caso del Huasco. Este paquete relaciona linealmente la evaporación con el nivel piezométrico calculado en cada celda, según una tasa de evaporación potencial y una profundidad de extinción. Existe evaporación si el nivel calculado de la napa se encuentra por sobre la cota asociada a la profundidad de extinción. Además, si el nivel piezométrico está sobre o en la superficie del terreno, la evaporación es máxima e igual a la evaporación potencial. Para el modelo en cuestión se fijó una profundidad de extinción de 3 m, y una tasa de evaporación potencial máxima de 6,3 mm/día. Este valor está basado en la evaporación media diaria utilizada por Acosta (2004), quien se basó en la evaporación de tanque clase A medida en la estación Collacagua por la DGA entre abril de 1964 y diciembre del 2000. Este valor es el mismo al que se obtiene al considerar los registros hasta mayo del 2007 (Uribe, 2012).

Para el modelo se consideró que la evaporación ocurre tanto en las cercanías del salar como en las zonas húmedas que bordean los cursos superficiales de agua, como se observa en la Figura 2-10.

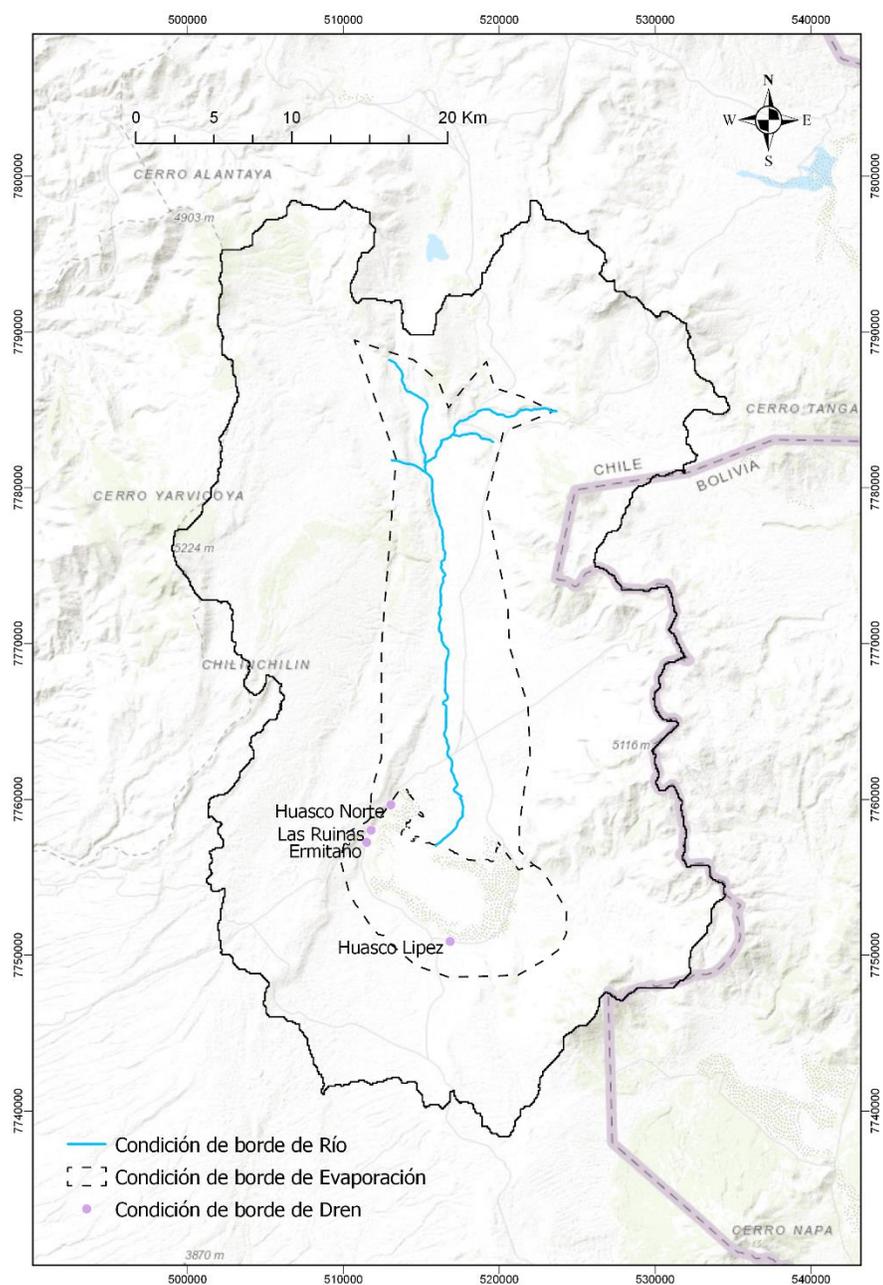


Figura 2-10: Condiciones de borde de evaporación, río y drenes impuestos en el modelo numérico del Salar de Huasco.

- *Río*

Para simular la interacción entre agua superficial y subterránea se utilizó el paquete RIV (A. Harbaugh et al., 2000). En este módulo de MODFLOW, dependiendo del nivel de la napa, el río puede recibir aportes de agua desde el acuífero o descargar aguas hacia el acuífero. A cada tramo del río se le asignaron distintas profundidades, todas comprendidas entre los 10 y 20 cm, y para todos ellos el valor de la conductancia asignado fue de 50 m<sup>2</sup>/d. Cabe señalar que, en la realidad, la altura del río no es constante en todo su recorrido. Esta altura varía estacionalmente y por tramos, dependiendo de la cantidad de precipitación. La mayor parte del tiempo el agua escurre superficialmente en el norte de la cuenca, en la confluencia con el río Piga, y posteriormente se infiltra en su trayectoria antes de llegar al salar (DGA, 2009). Sin embargo, debido a la falta de datos reales que permitieran caracterizar mejor el río, este fue representado asumiendo que lleva una altura constante durante todo el año. La representación del río en el modelo numérico se observa en la Figura 2-10.

- *Lagunas y bofedales*

Para incorporar el efecto de las lagunas y bofedales, se utilizó la condición de dren, mediante el paquete DRN (A. Harbaugh et al., 2000). Esto, ya que existen vertientes naturales de agua que afloran y dan origen a las lagunas del Salar del Huasco. El paquete dren simula la salida de agua del acuífero a una tasa proporcional a la diferencia entre el nivel calculado en cada celda y la cota del dren, siempre que el nivel del agua subterránea en ese lugar sea mayor que la cota del dren. Por otro lado, cuando el nivel piezométrico es menor que la cota del dren, entonces no existe afloramiento. La tasa de proporcionalidad a la que el agua sale del sistema está dada por la conductancia del dren.

Existen cuatro vertientes naturales que fueron definidas como drenes en el modelo de Acosta (2004), y que se adoptan también en este trabajo. Estas vertientes son: Huasco Norte, Las Ruinas, Ermitaño y Huasco López (Figura 2-10).

En la Tabla 2-2 se observan los valores de las cotas y conductancias de cada dren. El valor de la conductancia se definió por calibración determinística del modelo estacionario. Es decir, se ajustó el valor de la conductancia de cada dren para que su caudal simulado se acerque lo más posible al observado.

Tabla 2-2: Cotas y conductancias utilizadas para representar las vertientes como drenes.

| <b>Vertiente</b> | <b>Cota<br/>(msnm)</b> | <b>Conductancia<br/>(m<sup>2</sup>/d)</b> | <b>Caudal<br/>observado (L/s)</b> |
|------------------|------------------------|---|-----------------------------------|
| Huasco Norte     | 3750,5                 | 5000                                      | 23                                |
| Las Ruinas       | 3771,0                 | 5000                                      | 8                                 |
| Ermitaño         | 3756,9                 | 5000                                      | 23                                |
| Huasco López     | 3757,5                 | 5000                                      | 14                                |

- *Borde impermeable en límites exteriores del dominio*

Finalmente, en los límites del modelo se definió la condición de borde impermeable. Esta condición no supone ningún efecto en lo que ocurre en el interior del modelo ya que por los conocimientos que se tienen hasta ahora de las propiedades geológicas, el Salar del Huasco estaría desconectado de otras cuencas y sería naturalmente una cuenca cerrada.

### **2.2.3.3 Calibración del modelo hidrogeológico en estado estacionario**

Una vez ingresadas todas las condiciones de borde al modelo, este se resuelve para condiciones promedio a largo plazo en lo que se denomina simulación estacionaria o de régimen permanente. Este tipo de simulaciones se basan en que, en condiciones naturales

y de largo plazo, el sistema alcanza el equilibrio. Por lo tanto, los flujos de entrada se igualan a los de salida del sistema.

El principal objetivo del modelo estacionario es calibrar las propiedades hidráulicas del acuífero y sus elementos, comparando las alturas obtenidas con alturas observadas en pozos. Los resultados obtenidos del nivel de la napa en la cuenca son utilizados posteriormente en un modelo transiente como condición de altura inicial a partir de la cual se comienza a resolver la ecuación de flujo subterráneo. Para esto se utilizaron los niveles estáticos conocidos en 44 pozos (DGA, 2009). De estos, 27 son pozos exploratorios de la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi (CMDIC), 15 corresponden a pozos de producción y 2 son parte del estudio JICA-DGA realizado en 1995.

#### **2.2.3.4 Uso del modelo hidrogeológico para estudiar el impacto del cambio climático sobre el acuífero del Salar del Huasco**

Con el fin de evaluar los posibles impactos del cambio climático en el acuífero del Salar del Huasco, se construyó un modelo para cada *escenario*, *A*, *B* y *C*, definidos en la sección anterior, que simule los flujos del balance subterráneo entre los años 2020 y 2100. Para cada uno de estos, se calcularon distintos datos de recarga y evaporación según sus proyecciones climáticas, las cuales se ingresaron como condición de borde a los respectivos modelos. Cada modelo futuro fue discretizado en períodos de estrés mensuales en los 81 años simulados.

### **3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

#### **3.1 Downscaling estadístico de temperaturas y precipitaciones**

La Figura 3-1 presenta las temperaturas históricas observadas desde 1980 y 2010 y futuras proyectadas entre los años 2011 y 2100, tanto a nivel mensual como a nivel diario. Estos resultados se presentan en función de los *escenarios* *A*, *B* y *C* (percentiles 10, 50 y 90, respectivamente). A partir del año 2040 es posible distinguir las tendencias que toman los distintos *escenarios*.

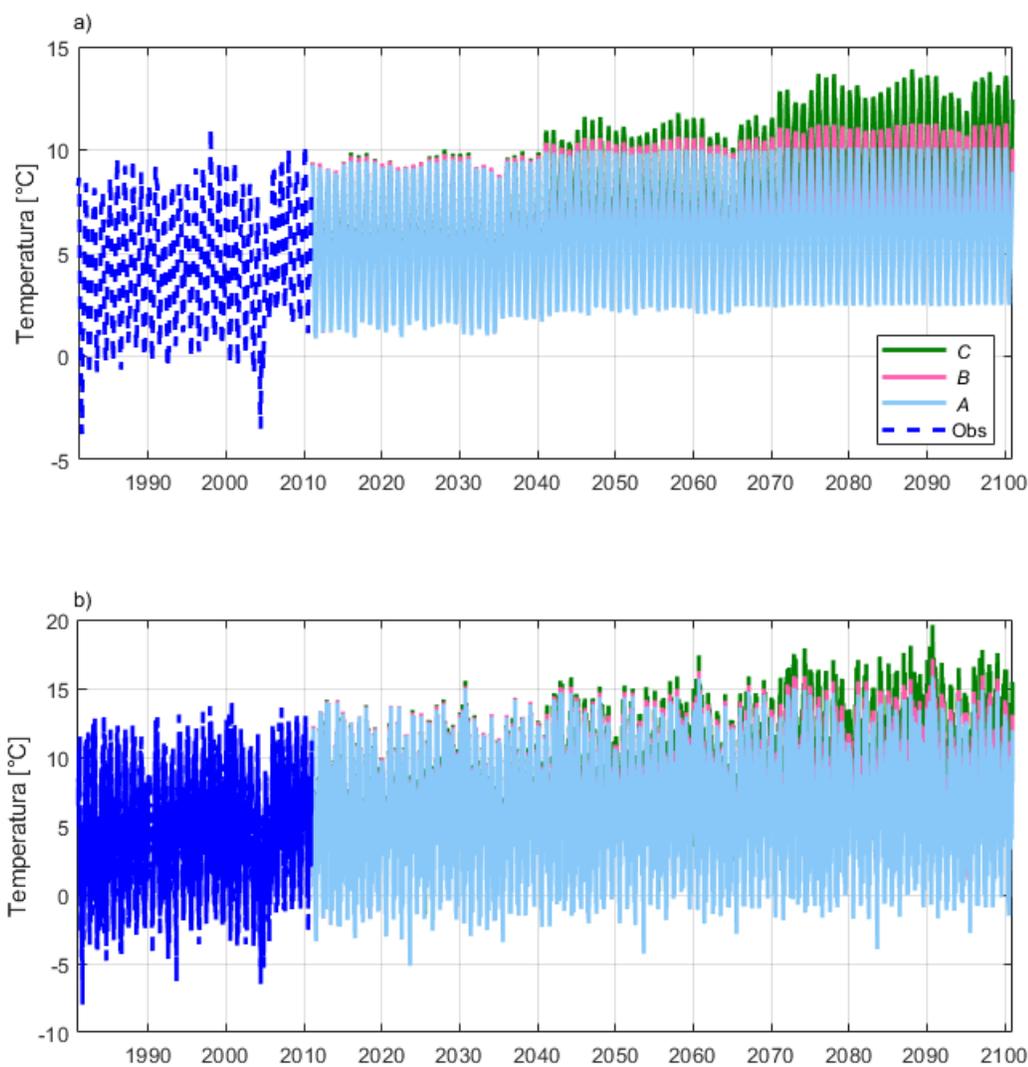


Figura 3-1: Temperaturas futuras mensuales (a) y diarias (b) obtenidas con el método *downscaling*, HD.

La Tabla 3-1 resume los estadísticos principales de la temperatura diaria obtenida para cada *escenario*, así como también de los registros diarios del período 1980-2010. Al comparar las temperaturas medias, se puede observar que la del período histórico es menor a las temperaturas medias de los tres *escenarios* futuros. De acuerdo con esto, en el *escenario A* se proyecta un aumento de 1,5 °C, en el *escenario B* el aumento es de 2 °C, mientras que en el *escenario C* el aumento proyectado es de 3 °C. En cuanto a las

temperaturas extremas, al observar las mínimas, se proyecta para el *escenario A* un aumento cercano a los 2,8 °C con respecto al período observado, mientras que el aumento es de 3 °C y 3,3 °C para los *escenarios B* y *C*, respectivamente. Al observar las máximas, el aumento con respecto al período observado es de 0,8 °C, 2,1 °C y 4,5 °C, para los *escenarios A, B* y *C*, respectivamente. A partir de esto, se puede ver una clara tendencia a un futuro con mayores temperaturas en todos los *escenarios*.

Tabla 3-1: Estadísticos principales de temperatura diaria futura obtenida para los tres *escenarios*.

| <b>Temperaturas<br/>diarias</b> | <b>Temperatura<br/>observada</b> | <b>Escenario<br/>A</b> | <b>Escenario<br/>B</b> | <b>Escenario<br/>C</b> |
|---------------------------------|----------------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
|                                 | <b>(1980-2010)</b>               | <b>(p10)</b>           | <b>(p50)</b>           | <b>(p90)</b>           |
| Media (°C)                      | 4,5                              | 6                      | 6,5                    | 7,5                    |
| Mínima (°C)                     | -8                               | -5,2                   | -5                     | -4,7                   |
| Máxima (°C)                     | 15,1                             | 15,9                   | 17,2                   | 19,6                   |
| Desv.Estándar (°C)              | 3,6                              | 3,3                    | 3,4                    | 3,5                    |

La Figura 3-2 muestra los resultados del *downscaling* de la precipitación a nivel mensual (Figura 3-2a) y diario (Figura 3-2b). A nivel mensual, las precipitaciones observadas presentan una alta variabilidad (considerando los meses en que existe precipitación), con meses que alcanzan los 150 mm (febrero de 2001) y otros apenas 20 mm (enero de 1995). A nivel diario, por otro lado, la variabilidad de las precipitaciones observadas es menor que a nivel mensual (considerando los días en que existe precipitación), registrándose una mínima de 3 mm y una máxima de 31 mm. En el caso de las precipitaciones proyectadas se observa el caso contrario, a nivel mensual existe menor variabilidad que a nivel diario. En el *escenario A* se observa una diferencia a nivel mensual de 30 mm, aproximadamente, entre los meses con mayor y menor precipitación. El *escenario B* corresponde al de menor variabilidad mensual de las precipitaciones, con

una diferencia cercana a los 10 mm entre el mes de mayor y menor precipitación. El *escenario C* es el que presenta mayor variabilidad mensual, con diferencias de aproximadamente 45 mm. En cuanto a las precipitaciones proyectadas a nivel diario, las variaciones del *escenario A* son cercanas a los 25 mm, mientras que las diferencias del *escenario B* y *C* son aproximadamente de 25 mm y 50 mm, respectivamente.

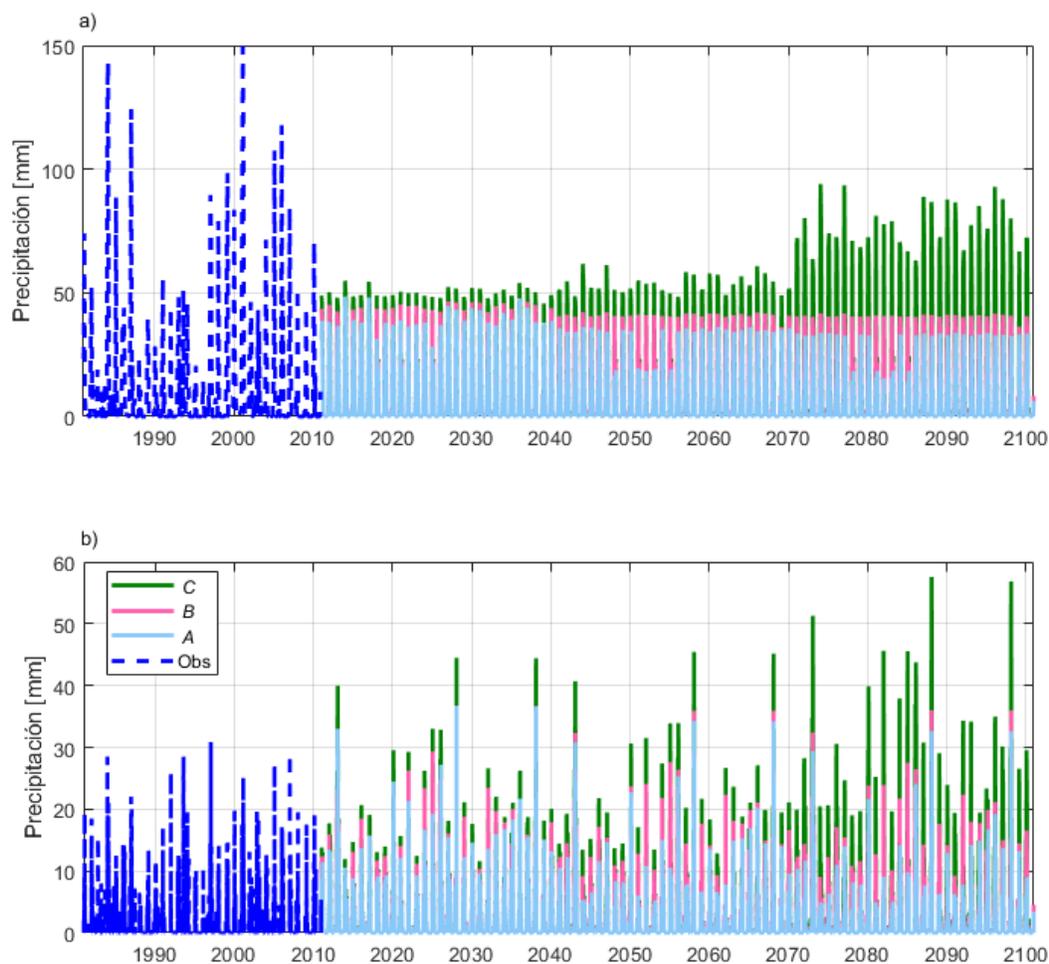


Figura 3-2: Precipitaciones futuras mensuales (a) y diarias (b) obtenidas con el método *downscaling*, HD.

Todos los *escenarios* presentan valores máximos diarios mayores a los observados, mientras que en términos mensuales todos los escenarios presentan precipitaciones máximas menores a las observadas. Por lo tanto, la lluvia caída en un mes será menor, con menores eventos de precipitación. Sin embargo, dichos eventos serán de mayor intensidad a las observadas históricamente. Esto coincide con los pronósticos hechos por el IPCC (2014) donde, si bien no se ha llegado a un consenso sobre las medias de precipitación, muchos modelos sí han coincidido en que las precipitaciones extremas aumentarán. La Tabla 3-2 presenta los principales estadísticos de la precipitación diaria obtenida para cada *escenario*, así como también de las observaciones diarias registradas en el período comprendido entre 1980 y 2010.

Tabla 3-2: Estadísticos principales de precipitación diaria futura obtenida para los tres *escenarios*.

| <b>Precipitación</b>   | <b>Precipitación<br/>observada<br/>(1980-2010)</b> | <b>Escenario<br/>A<br/>(p10)</b> | <b>Escenario<br/>B<br/>(p50)</b> | <b>Escenario<br/>C<br/>(p90)</b> |
|------------------------|--|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| Media (mm/día)         | 0,4  | 0,2                              | 0,3                              | 0,4                              |
| Mínimo (mm/día)        | 0  | 0                                | 0                                | 0                                |
| Máximo (mm/día)        | 31   | 36,7                             | 36,8                             | 57,6                             |
| Desv.Estándar (mm/día) | 1,8  | 1,2                              | 1,6                              | 2,2                              |

La Tabla 3-2 muestra que en todos los escenarios se proyecta una disminución de las precipitaciones medias diarias, con respecto a la media del período observado. En el caso del *escenario A* la disminución será cercana al 50%, para el *escenario B* la disminución será de aproximadamente el 30%, mientras que para el *escenario C* será del 10%. En cuanto a las precipitaciones máximas diarias, todos los *escenarios* proyectan valores mayores a los observados en el período de 1980-2010.

Los resultados obtenidos son comparables con el estudio de Vega (2016), quien analizó los efectos del cambio climático en el balance hídrico de la cuenca del Salar del Huasco utilizando el modelo hidrológico TOPMODEL. En dicho estudio se consideraron como escenarios futuros los cuatro escenarios establecidos en el quinto informe del IPCC, es decir, los RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6 y RCP 8.5, provenientes de diferentes modelos climáticos para el período comprendido entre octubre de 2006 y septiembre de 2100. El escenario RCP 2.6 es comparable con el *escenario A* del presente estudio, el escenario RCP 4.5 y RCP 6 con el *escenario B* y el escenario RCP 8.5 con el *escenario C*. Para el escenario RCP 2.6 se obtuvo una precipitación media 0,47 mm/día, una máxima de 31,05 mm/día y una mínima de 0 mm/día, para el RCP 4.5 y RCP 6 se obtuvieron 0,4 mm/día y 0,49 mm/día de precipitación media, 32,39 mm/día y 32,14 mm/día de máxima, respectivamente, mientras que la precipitación mínima en ambos casos fue de 0 mm/día. Para el escenario RCP 8.5 se obtuvo una precipitación media de 0,54 mm/día, una máxima de 32,3 mm/día y una mínima de 0 mm/día. Las precipitaciones medias obtenidas por Vega (2016) son entre 40% y 50% mayores que las obtenidas en este estudio, mientras que las precipitaciones máximas son entre 15% y 44% menores que las presentadas en la investigación actual.

Se observa también que los máximos de Vega (2016) no difieren mayormente entre escenarios, donde la diferencia máxima es de 1,25 mm/día entre el escenario RCP 2.6 y RCP 8.5. En contraste, en este trabajo la mayor diferencia entre las precipitaciones máximas es de 20,78 mm/día entre los *escenarios A* y *C*. La diferencia entre los máximos obtenidos por ambos estudios puede explicarse por los escenarios considerados. En este trabajo el *escenario C* toma en consideración 241 outputs de modelos climáticos desarrollados por distintas instituciones, mientras que el escenario RCP 8.5 utilizado por Vega (2016) considera únicamente los outputs de un modelo (HadGEM2). El hecho de que existan diferencias entre los resultados obtenidos en ambos trabajos da cuenta de la alta variabilidad e incertidumbre relacionada a la proyección de las precipitaciones (Green et al., 2011). De esta forma, al utilizar distintos outputs, i.e., diferentes simulaciones de

un modelo, provenientes de diferentes modelos climáticos, se puede representar de mejor manera la variabilidad que existe en los procesos asociados a la precipitación.

### **3.2 Estimación de la recarga del acuífero**

Una vez que se tienen los *escenarios* de precipitación y temperatura a nivel diario, estos son ingresados al modelo MPE para obtener valores diarios de recarga, que posteriormente son integrados de forma mensual para poder ser utilizados como input a los períodos de estrés del modelo hidrogeológico, de cada una de las 21 subcuencas en estudio. La Tabla 3-3 muestra los caudales de recarga en el período 1980-2010 obtenidos en este estudio, los que son comparados con los reportados por Uribe et al. (2015). Los caudales de recarga para el período 1980-2010 del estudio de Uribe et al. (2015) son muy parecidos a los que se obtuvieron en este estudio, obteniéndose un coeficiente de determinación de  $R^2 = 0,93$  entre ambos resultados.

Tabla 3-3: Caudales de recarga promedio obtenidos para cada subcuenca. Modificado de Uribe, 2012.

| <b>Subcuenca</b>       | <b>Uribe (2012)<br/>1980-2010<br/>(L/s)</b> | <b>Este estudio<br/>(1980-2010)<br/>(L/s)</b> |
|------------------------|---|---|
| <b>Porquesa</b>        | 83  | 83  |
| <b>Piga</b>            | 89  | 123,1   |
| <b>Chaquina</b>        | 176   | 170,2   |
| <b>Guañare</b>         | 82  | 81,8  |
| <b>Collacagua</b>      | 89  | 88,3  |
| <b>Batea</b>           | 44  | 34,3  |
| <b>Sillilica Norte</b> | 56  | 39,2  |
| <b>Diablo Marca</b>    | 16  | 16,5  |
| <b>Columtucsa</b>      | 168   | 142,3   |
| <b>Sillilica</b>       | 46  | 31,4  |
| <b>Chilin Chilín 1</b> | 14  | 26,1  |
| <b>Chilin Chilín 2</b> | 12  | 25  |
| <b>Chilin Chilín 3</b> | 3   | 5,7   |
| <b>Chilin Chilín 4</b> | 3   | 5,6   |
| <b>Rinconada 1</b>     | 1   | 3,1   |
| <b>Rinconada 2</b>     | 10  | 10,5  |
| <b>Rinconada 3</b>     | 3   | 8,1   |
| <b>Rinconada 4</b>     | 62  | 46,4  |
| <b>Rinconada 5</b>     | 24  | 34,4  |
| <b>Chilin Chilín 5</b> | 27  | 42,5  |
| <b>Laguna</b>          | 19  | 12,2  |
| <b>Total</b>           | <b>1027</b>                                 | <b>1029,8</b>                                 |

Tras obtener resultados muy cercanos a los calibrados, se puede suponer que de igual forma el modelo responderá adecuadamente a las entradas futuras de cambio climático. Los resultados de recarga obtenidos para los distintos escenarios se observan en la Tabla 3-4, los que fueron divididos en dos ventanas de 40 años de duración (al igual que la época histórica) y expresados en  $L/s/km^2$ . El hecho de expresar los resultados en unidades que no dependen del área de las subcuencas permite una comparación más directa con otras zonas de características similares, además, permite identificar las zonas productividad específica de recarga.

Tabla 3-4: Comparación de recarga media a largo plazo, en  $L/s/km^2$ , separada en dos ventanas de 40 años de duración.

| Subcuenca              | 2020-2059<br>( $L/s/km^2$ ) |             |             | 2060-2100<br>( $L/s/km^2$ ) |             |             |
|------------------------|-----------------------------|-------------|-------------|-----------------------------|-------------|-------------|
|                        | <i>A</i>                    | <i>B</i>    | <i>C</i>    | <i>A</i>                    | <i>B</i>    | <i>C</i>    |
| <b>Porquesa</b>        | 0,50                        | 0,59        | 0,70        | 0,34                        | 0,50        | 0,93        |
| <b>Piga</b>            | 0,45                        | 0,56        | 0,69        | 0,35                        | 0,50        | 1,00        |
| <b>Chaquina</b>        | 0,83                        | 0,97        | 1,13        | 0,26                        | 0,29        | 0,32        |
| <b>Guañare</b>         | 0,63                        | 0,82        | 1,01        | 1,95                        | 3,18        | 6,12        |
| <b>Collacagua</b>      | 0,63                        | 0,66        | 0,71        | 0,22                        | 0,29        | 0,46        |
| <b>Batea</b>           | 0,40                        | 0,44        | 0,49        | 0,29                        | 0,39        | 0,58        |
| <b>Sillilica Norte</b> | 0,42                        | 0,43        | 0,47        | 0,32                        | 0,39        | 0,51        |
| <b>Diablo Marca</b>    | 0,33                        | 0,40        | 0,47        | 0,23                        | 0,35        | 0,58        |
| <b>Columtucsa</b>      | 0,61                        | 0,64        | 0,68        | 0,47                        | 0,56        | 0,71        |
| <b>Sillilica</b>       | 0,18                        | 0,19        | 0,22        | 0,14                        | 0,17        | 0,28        |
| <b>Chilin Chilín 1</b> | 0,53                        | 0,54        | 0,58        | 0,42                        | 0,49        | 0,60        |
| <b>Chilin Chilín 2</b> | 0,55                        | 0,58        | 0,61        | 0,27                        | 0,36        | 0,47        |
| <b>Chilin Chilín 3</b> | 0,55                        | 0,58        | 0,61        | 0,27                        | 0,36        | 0,47        |
| <b>Chilin Chilín 4</b> | 0,54                        | 0,57        | 0,60        | 0,25                        | 0,34        | 0,45        |
| <b>Rinconada 1</b>     | 0,50                        | 0,53        | 0,57        | 0,26                        | 0,35        | 0,47        |
| <b>Rinconada 2</b>     | 0,40                        | 0,42        | 0,46        | 0,24                        | 0,31        | 0,46        |
| <b>Rinconada 3</b>     | 0,23                        | 0,27        | 0,34        | 0,15                        | 0,21        | 0,47        |
| <b>Rinconada 4</b>     | 0,30                        | 0,32        | 0,37        | 0,17                        | 0,25        | 0,48        |
| <b>Rinconada 5</b>     | 0,41                        | 0,48        | 0,57        | 0,26                        | 0,38        | 0,53        |
| <b>Chilin Chilín 5</b> | 0,54                        | 0,57        | 0,60        | 0,25                        | 0,34        | 0,45        |
| <b>Laguna</b>          | 0,00                        | 0,00        | 0,01        | 0,00                        | 0,00        | 0,04        |
| <b>Total</b>           | <b>9.5</b>                  | <b>10.6</b> | <b>11.9</b> | <b>7.1</b>                  | <b>10.0</b> | <b>16.4</b> |

La Tabla 3-4 muestra que las subcuencas con mayor recarga por unidad de área son Guañare, Porquesa, Piga y Columtucsa, las que están compuesta por la unidad R2 y, por ende, son las más productivas. Es decir, están compuestas por rocas con diaclasamiento intenso o porosidad efectiva importante. La presencia de fracturas en la roca implica una mayor permeabilidad, por lo que el agua puede infiltrar con mayor facilidad. A esto se suma el hecho de que dichas subcuencas se encuentran en las zonas más elevadas de la cuenca, donde la precipitación es mayor. De esta forma, se genera una mayor recarga al acuífero. Por el contrario, las subcuencas con menor recarga por unidad de área son Sillillica, Rinconada 3, Rinconada 4 y Laguna. Estas subcuencas se caracterizan por estar compuestas principalmente de rocas de baja permeabilidad, además, se encuentran en zonas de menor altura en las cercanías del salar, donde la precipitación es menor y la evaporación mayor, por lo que su productividad es menor (Uribe, 2012).

El comportamiento de la recarga a lo largo del tiempo de cada subcuenca se puede observar en las figuras del Anexo. En la Tabla 3-5 se comparan los resultados obtenidos con los de estudios anteriores, en términos de precipitación caída en cada *escenario* y el porcentaje de precipitación que se transforma en recarga al acuífero.

Tabla 3-5: Porcentaje de la precipitación que se transforma en recarga. Modificado de Uribe, 2012.

| <b>Estudio anterior</b>    | <b>Area</b><br>km <sup>2</sup> | <b>Pp</b> |          |          | <b>Recarga media</b> |      |          |      |          |      |
|----------------------------|--------------------------------|-----------|----------|----------|----------------------|------|----------|------|----------|------|
|                            |                                | mm/año    |          |          | L/s                  |      | % Pp     |      |          |      |
| Uribe (2012)               | 1461                           | 148,8     |          |          | 1027                 |      | 14,9     |      |          |      |
| DIHA-PUC (2009)            | 1470,7                         | 145,2     |          |          | 1159                 |      | 17,3     |      |          |      |
| Acosta (2004)              | 1498                           | 163,2     |          |          | 1579                 |      | 18,1     |      |          |      |
| GP Consul. (2003)          | 1532                           | 167,7     |          |          | 1012                 |      | 12,4     |      |          |      |
| Comparación estudio actual |                                |           |          |          |                      |      |          |      |          |      |
|                            | <b>Area</b><br>km <sup>2</sup> | <b>Pp</b> |          |          | <b>A</b>             |      | <b>B</b> |      | <b>C</b> |      |
|                            |                                | <b>A</b>  | <b>B</b> | <b>C</b> | L/s                  | % Pp | L/s      | % Pp | L/s      | % Pp |
|                            | 1470                           | 66,4      | 88,4     | 119,4    | 550,5                | 17,8 | 682,7    | 16,6 | 1242,2   | 22,3 |

De la Tabla 3-5 se puede observar que en todos los estudios de la zona, la proporción de la precipitación que se transforma en recarga es más grande que la esperada en zonas áridas, que es del orden de ~5% (Scanlon et al., 2006). Esto probablemente se debe a que en la zona se producen eventos de corta duración y de gran intensidad que favorecen la recarga del acuífero (Uribe, 2012). Por otro lado, todos los *escenarios* futuros estiman una precipitación menor que la reportada en estudios anteriores, por las razones que se discutieron en la sección anterior. Todos los *escenarios* obtenidos en este estudio entregaron porcentajes de recarga sobre precipitación que se encuentran dentro del rango de los estudios anteriores. Esto, a pesar de que las precipitaciones obtenidas en cada *escenario* son menores a las de los estudios anteriores, lo que puede deberse a que, en los *escenarios* futuros, se producen eventos diarios de mayor magnitud, que propician la recarga subterránea.

Lo anterior se ve graficado en las Figura 3-3 y Figura 3-4, donde se presentan las series de recarga total, para toda la cuenca del Salar del Huasco, obtenidas para cada *escenario* a partir del modelo MPE. Además, en las mismas figuras se grafican las precipitaciones ocurridas en cada escenario que generaron dichas recargas. La diferencia entre la Figura 3-3 y Figura 3-4 es que la primera muestra la precipitación mensual y la segunda la precipitación diaria, lo que permite mostrar el efecto de la precipitación mensual y diaria sobre la recarga. Como se vio en la sección 3.1, la precipitación futura mensual disminuye en comparación con la registrada en todos los escenarios. Sin embargo, la precipitación futura diaria presenta valores máximos mucho mayores a los registrados. Al ver la Figuras 3-3 y 3-4 se observa que la recarga comienza a aumentar a partir del año 2050. En este año también comienzan a aumentar las precipitaciones máximas diarias, por lo que el aumento de recarga se ve fuertemente relacionado con os eventos diarios de gran intensidad de la precipitación.

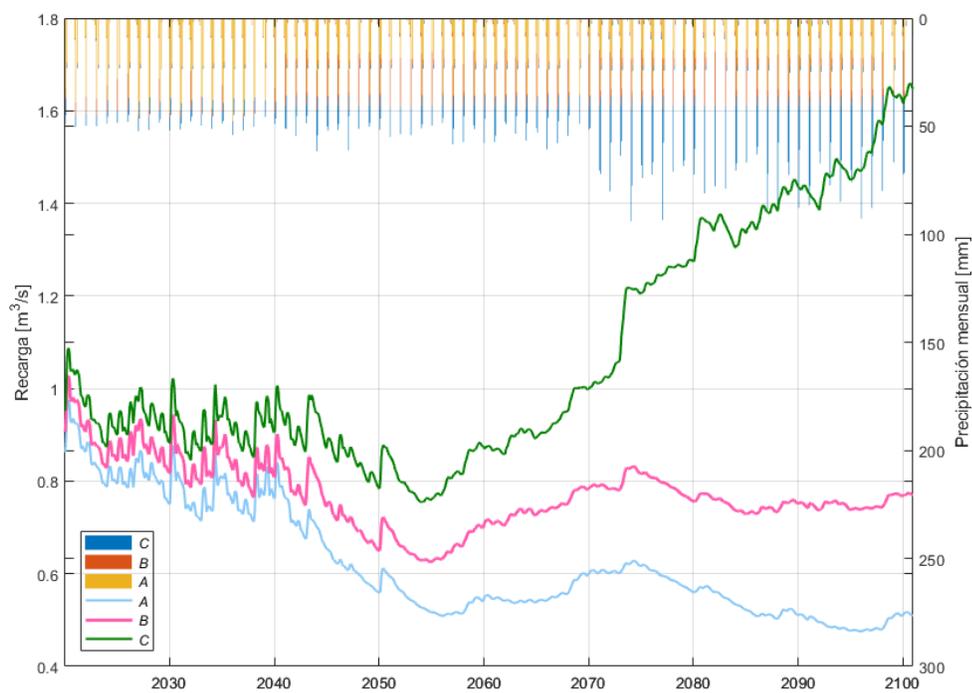


Figura 3-3: Recarga futura a nivel mensual obtenida con el modelo MPE para cada *escenario* (eje izquierdo), graficada junto con la precipitación mensual (eje derecho).

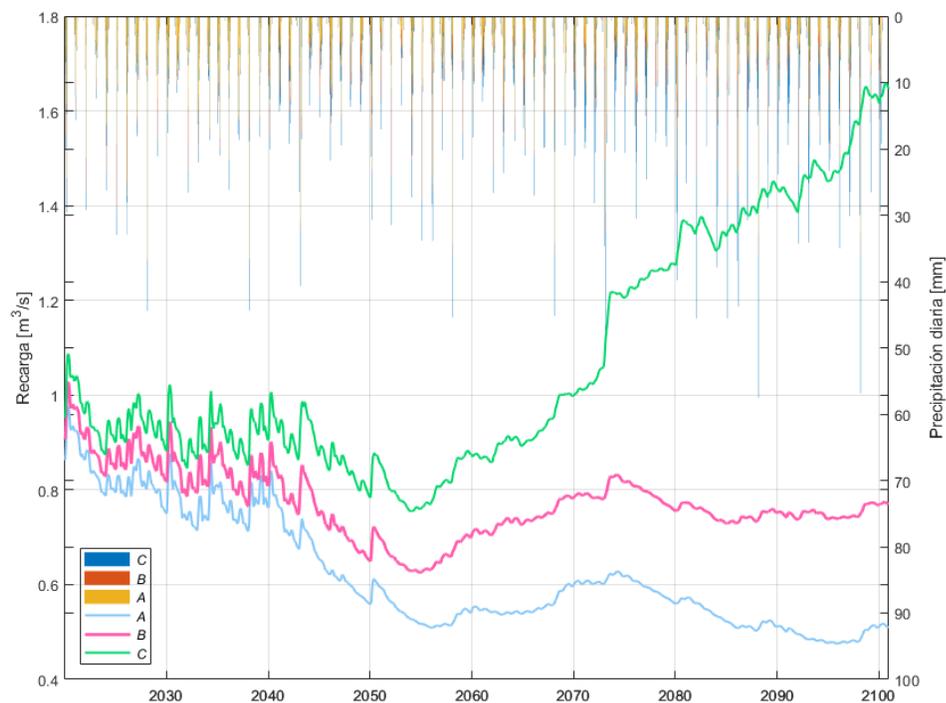


Figura 3-4: Recarga futura a nivel diario obtenida con el modelo MPE para cada *escenario* (eje izquierdo), graficada junto con la precipitación diaria (eje derecho).

### 3.3 Resultados de modelación hidrogeológica

#### 3.3.1 Calibración del modelo hidrogeológico en estado estacionario

Se utilizaron los niveles en los pozos de observación para calibrar los valores de las propiedades del modelo y sus condiciones de borde. En la Figura 3-5 se muestra el ajuste de los pozos y su distribución en la cuenca.

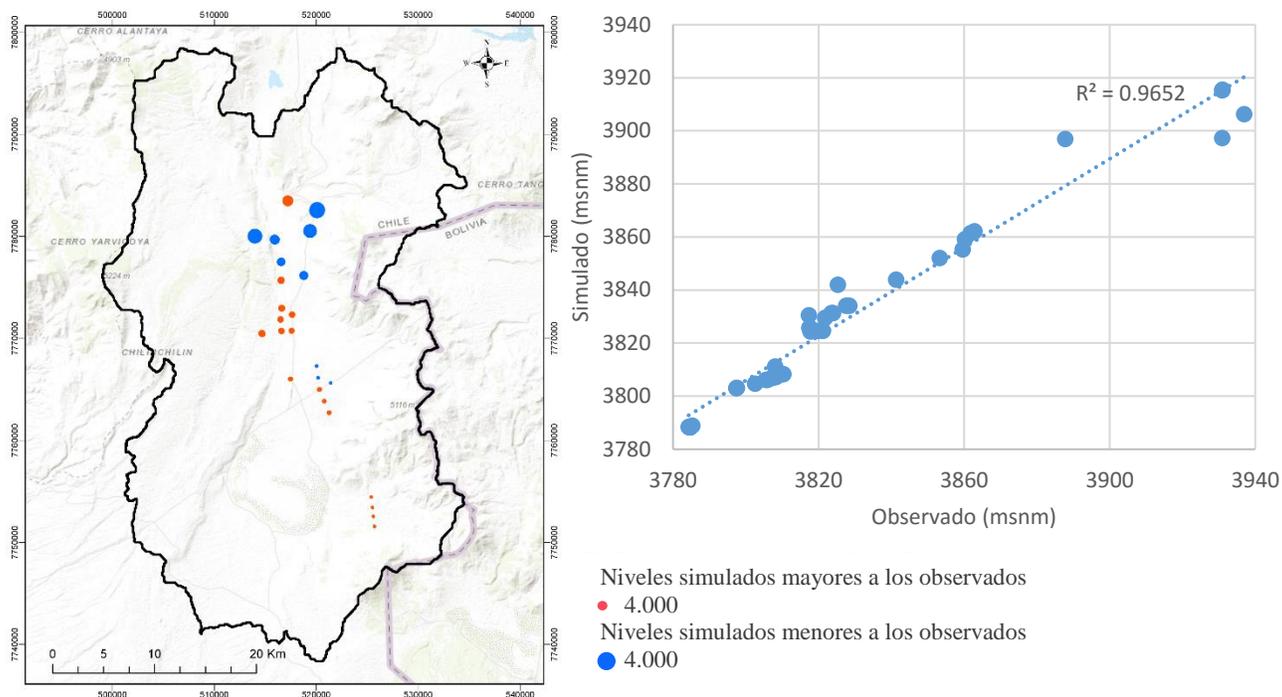


Figura 3-5: Ajuste de niveles observados en pozos de monitoreo y niveles simulados por el modelo.

A partir de este ajuste se obtiene un MAE (Mean Absolute Error) de 4,2%, valor inferior al 5% recomendado para modelos numéricos (SEA, 2012).

Tras haber calibrado el modelo, se obtienen como resultado de la simulación estacionaria los niveles de la napa presentados en la Figura 3-6.

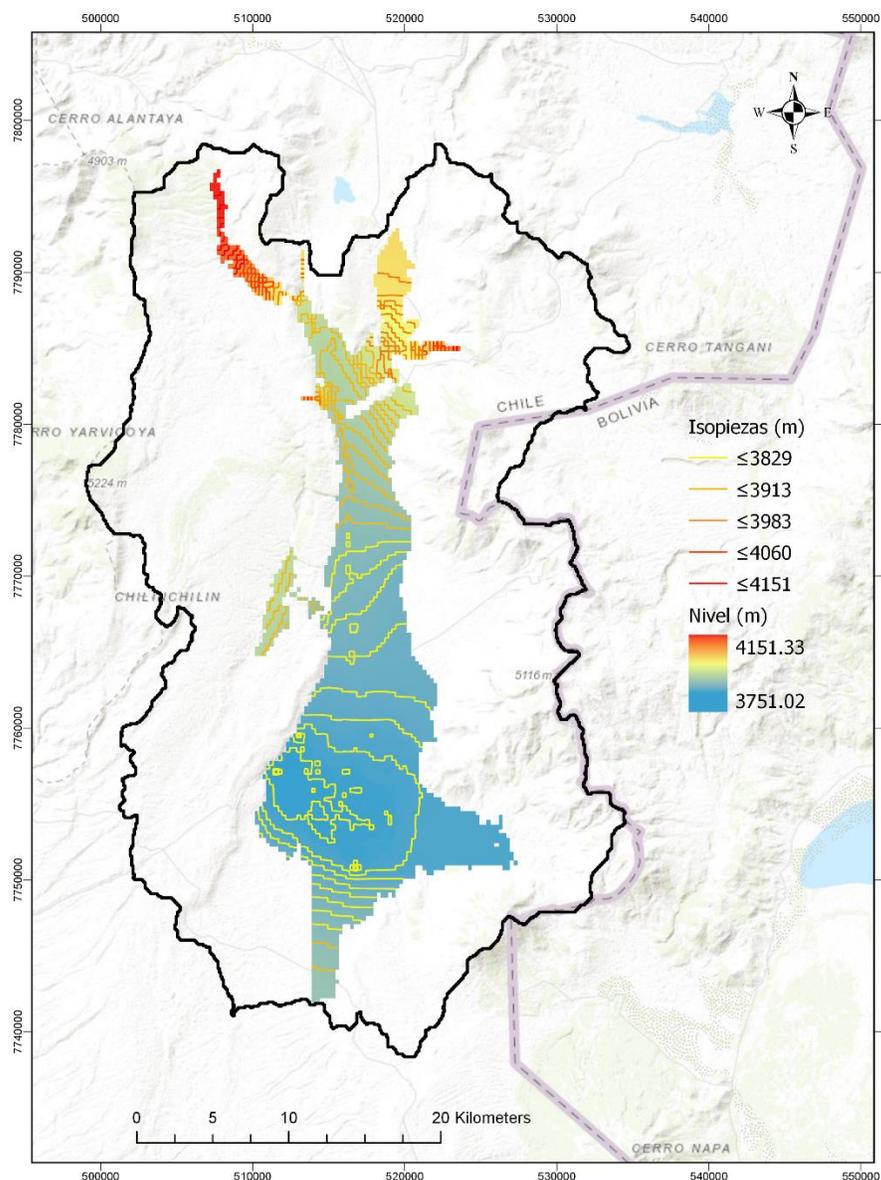


Figura 3-6: Niveles en la cuenca del Salar del Huasco (estrato superior del modelo numérico), obtenidos a partir de la simulación estacionaria.

La Tabla 3-6 compara el balance obtenido, en términos de flujos de entrada y de salida del acuífero, con los obtenidos en estudios anteriores (Acosta, 2004; DGA, 2009). Los valores obtenidos por Acosta son el resultado de la simulación en régimen permanente

del modelo numérico del Salar del Huasco, al igual que el presente estudio. Los resultados del estudio DGA (2009) fueron obtenidos a partir del modelo conceptual del balance de la cuenca. Dentro de los flujos de entrada al acuífero se encuentra la “recarga” distribuida espacialmente a lo largo de la cuenca (condición impuesta al modelo de aguas subterráneas y estimada utilizando el modelo MPE) y a “infiltración desde el río”, que es el flujo que, dependiendo de la altura modelada de la napa, entra al sistema subterráneo a través del río Collacagua. Por su parte, las salidas del sistema subterráneo son la evaporación, las vertientes (representadas por drenes en el modelo) y las descargas desde el acuífero hacia el río (“descarga hacia el río”). Estos flujos de entrada y de salida son los que componen el balance hídrico del acuífero.

Tabla 3-6: Caudales de los componentes del balance hídrico obtenidos de la simulación estacionaria, comparados con otros estudios.

| <b>Estudio</b> | <b>ET</b><br><i>(m<sup>3</sup>/s)</i> | <b>Recarga</b><br><i>(m<sup>3</sup>/s)</i> | <b>Vertientes</b><br><i>(m<sup>3</sup>/s)</i> | <b>Infiltración desde el río</b><br><i>(m<sup>3</sup>/s)</i> | <b>Descarga hacia el río</b><br><i>(m<sup>3</sup>/s)</i> |
|----------------|---------------------------------------|--|---|--|--|
| Este estudio   | 0,8                                   | 1,0  | 0,08  | 0,9  | 1,1  |
| Acosta (2004)  | 1,1                                   | 1,1  | 0,09  | 0,1  | 0,3  |
| DGA (2009)     | 0,8                                   | 1,2  | 0,08  | -  | -  |

De la Tabla 3-6 se observa que los valores obtenidos para todos los flujos son muy parecidos. Al igual que el modelo conceptual de la DGA (2009), los valores asociados a la recarga que se obtuvieron en este estudio son levemente mayores a los de evaporación, a diferencia de Acosta (2004), donde ambos flujos son casi iguales. La principal diferencia de este estudio con el realizado por Acosta (2004) es el caudal que intercambia el río con el acuífero. Los caudales obtenidos en el presente estudios son elevados si se considera un río de 10-20 cm de altura. Sin embargo, puesto que el objetivo de este estudio es evaluar las variaciones e impactos ocasionados por el cambio climático, y considerando que los

niveles de los pozos se ajustaron bien al modelo, se aceptaron los valores obtenidos y los análisis se realizaron en base a ellos.

### 3.3.2 Balance hídrico del período histórico

Una vez calibradas las propiedades hidráulicas del acuífero (por medio de la simulación en estado estacionario), se realizó la modelación transiente del período histórico comprendido entre 1980 y 2010. Esta modelación se realizó con períodos de estrés mensuales. A partir de esta simulación se analizó el balance hídrico del acuífero utilizando el programa ZONEBUDGET (Harbaugh, 2009). ZONEBUDGET entrega los flujos de entrada y de salida (por cada condición de borde impuesta al modelo) obtenidos en cada período de estrés. El objetivo de esta simulación es cuantificar los flujos que gobiernan el balance hídrico de la cuenca y analizar su comportamiento en un período base, donde las entradas del modelo provienen de datos observados. De esta forma, se tiene un período referencial a partir del cual se pueden establecer comparaciones con el período futuro a simular bajo los diferentes *escenarios* definidos.

La Figura 3-7 presenta la recarga que entra al sistema acuífero, la evaporación y la precipitación diaria asociada a ella. Se observa que tanto la precipitación, la evaporación y la recarga tienen un comportamiento estacional, donde los valores máximos se producen en los meses de verano, propio del invierno altiplánico que domina en la región. Al comparar los caudales de evaporación (resultantes del modelo numérico) con los de recarga (condición impuesta), se observa que cuando la recarga es mayor los flujos de evaporación también lo son. También se puede notar que la evaporación tiene un comportamiento mucho más fluctuante que la recarga en el tiempo, pudiendo la primera variar entre los 0.3 y 3  $m^3/s$ , mientras que la última se encuentra siempre bordeando 1,0  $m^3/s$ .

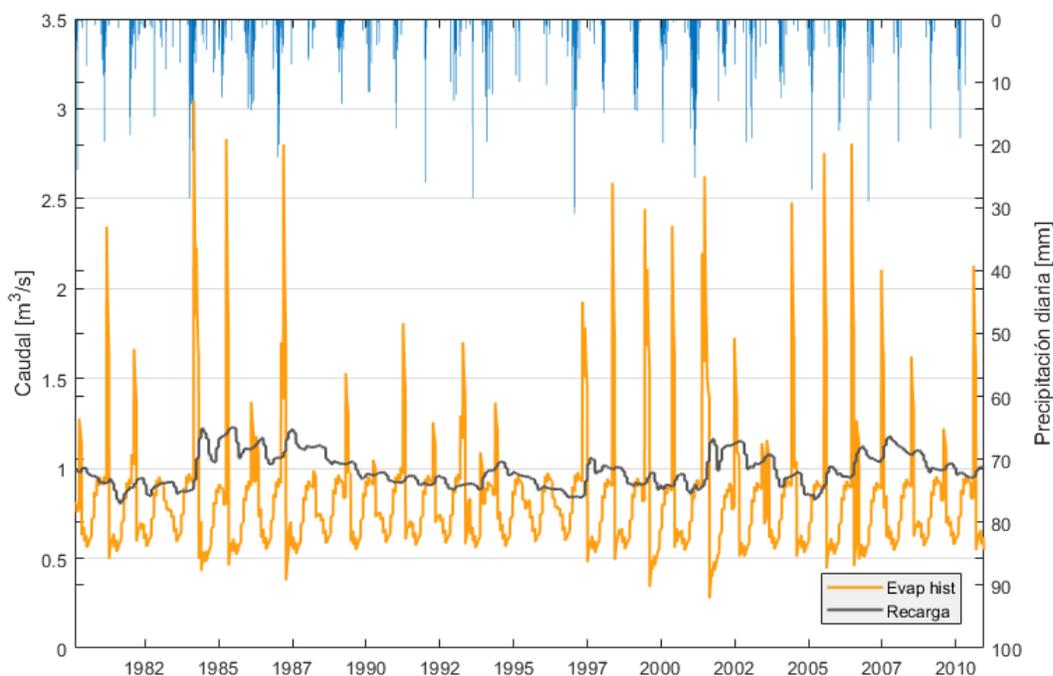


Figura 3-7: Caudales mensuales de recarga ingresada al modelo y evaporación resultante de la simulación histórica (eje izquierdo) graficados junto con la precipitación diaria observada en ese período (eje derecho).

### 3.3.3 Balance hídrico de las simulaciones futuras

Para investigar los posibles impactos del cambio climático en el salar se simularon los *escenarios A, B y C* en el modelo hidrogeológico. Las recargas que se ingresaron al modelo corresponden a las de la Figura 3-3 para toda la cuenca, para cada *escenario*.

Como resultado de la modelación continua desde el 2020 hasta el 2100, se obtuvieron los caudales presentados en la Tabla 3-7, donde se observa que los flujos que presentan mayores variaciones en cada escenario son la evaporación y la recarga. En el caso de los *escenarios A y B*, ambos presentan una recarga media menor a la histórica;

mientras que en el caso del *escenario C*, tanto la recarga media como la máxima superan a la histórica. Se observa que no existen grandes diferencias entre los estadísticos de los *escenarios A y B*, lo que implicaría que cambios leves en las condiciones futuras no generarían grandes cambios en el sistema del Salar del Huasco.

Tabla 3-7: Componentes del balance hídrico obtenidos para cada simulación del modelo hidrogeológico.

| <b><i>Histórico</i></b>     | <b>ET</b> | <b>Recarga</b> | <b>Vertientes</b> | <b>Infiltración desde el río</b> | <b>Descarga hacia el río</b> |
|-----------------------------|-----------|----------------|-------------------|----------------------------------|------------------------------|
| Max ( $m^3/s$ )             | 3,22      | 1,23           | 8,35E-02          | 0,96                             | 1,08                         |
| Media ( $m^3/s$ )           | 0,83      | 0,98           | 8,31E-02          | 0,95                             | 1,07                         |
| Min ( $m^3/s$ )             | 0,28      | 0,06           | 8,3E-02           | 0,94                             | 1,05                         |
| Desv. Estándar ( $m^3/s$ )  | 0,34      | 0,1            | 7,3E-05           | 3,0E-03                          | 5,0E-03                      |
| Volumen acumulado ( $m^3$ ) | 2.336.911 | 2.755.157      | 233.268           | 2.663.232                        | 3.003.162                    |
| <b><i>Escenario A</i></b>   | <b>ET</b> | <b>Recarga</b> | <b>Vertientes</b> | <b>Infiltración desde el río</b> | <b>Descarga hacia el río</b> |
| Max ( $m^3/s$ )             | 1,75      | 1,04           | 8,35E-02          | 1,03                             | 1,08                         |
| Media ( $m^3/s$ )           | 0,81      | 0,62           | 8,31E-02          | 0,98                             | 1,07                         |
| Min ( $m^3/s$ )             | 0,54      | 0,48           | 8,3E-02           | 0,94                             | 1,06                         |
| Desv. Estándar ( $m^3/s$ )  | 0,17      | 0,12           | 5,5E-05           | 0,03                             | 4,0E-03                      |
| Volumen acumulado ( $m^3$ ) | 5.559.770 | 4.297.021      | 573.936           | 6.758.265                        | 7.366.321                    |
| <b><i>Escenario B</i></b>   | <b>ET</b> | <b>Recarga</b> | <b>Vertientes</b> | <b>Infiltración desde el río</b> | <b>Descarga hacia el río</b> |
| Max ( $m^3/s$ )             | 1,78      | 1,04           | 8,35E-02          | 1,03                             | 1,08                         |
| Media ( $m^3/s$ )           | 0,81      | 0,77           | 8,31E-02          | 0,98                             | 1,07                         |
| Min ( $m^3/s$ )             | 0,54      | 0,63           | 8,31E-02          | 0,94                             | 1,06                         |
| Desv. Estándar ( $m^3/s$ )  | 0,20      | 0,07           | 5,8E-05           | 0,03                             | 4,0E-03                      |
| Volumen acumulado ( $m^3$ ) | 5.611.541 | 5.329.822      | 573.995           | 6.749.585                        | 7.378.637                    |
| <b><i>Escenario C</i></b>   | <b>ET</b> | <b>Recarga</b> | <b>Vertientes</b> | <b>Infiltración desde el río</b> | <b>Descarga hacia el río</b> |
| Max ( $m^3/s$ )             | 2,65      | 1,66           | 8,35E-02          | 1,03                             | 1,08                         |
| Media ( $m^3/s$ )           | 0,83      | 1,07           | 8,32E-02          | 0,98                             | 1,07                         |
| Min ( $m^3/s$ )             | 0,46      | 0,75           | 8,3E-02           | 0,94                             | 1,06                         |
| Desv. Estándar ( $m^3/s$ )  | 0,27      | 0,25           | 5,8E-05           | 0,02                             | 4,0E-03                      |
| Volumen acumulado ( $m^3$ ) | 5.707.693 | 7.404.407      | 574.074           | 6.733.576                        | 7.394.602                    |

Por el contrario, hay flujos que se mantienen relativamente constantes a pesar de las variaciones presentes en los distintos *escenarios*. Estos flujos corresponden al que aflora por las vertientes y al que se intercambia con el río. Debido al interés ecológico que

representan los manantiales, se graficaron en la Figura 3-8 las series de caudales de las vertientes que los alimentan.

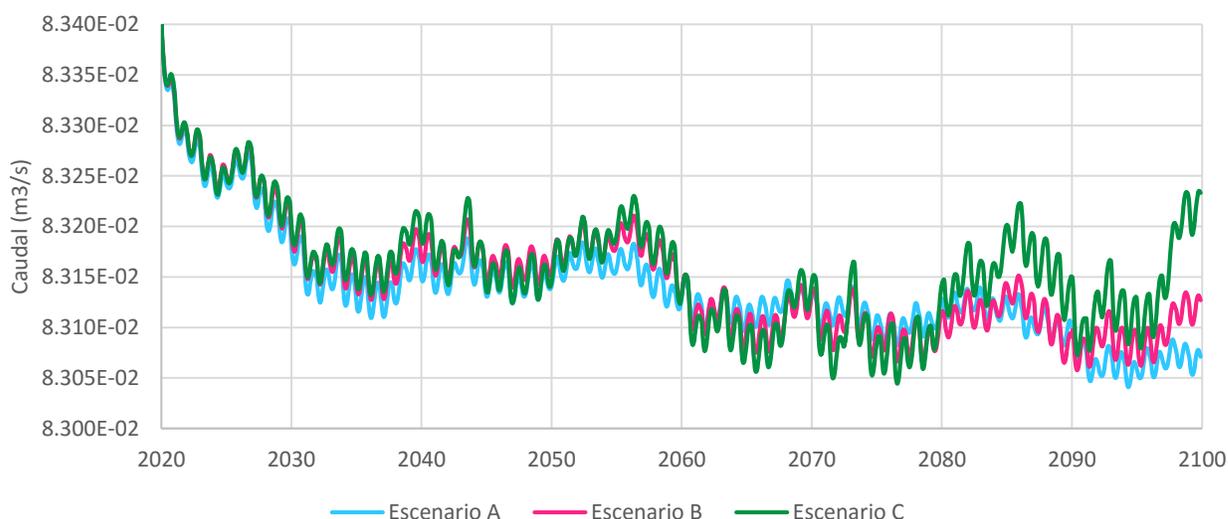


Figura 3-8: Evolución temporal de los caudales de salida por las vertientes en cada *escenario*.

La Figura 3-8 muestra que el flujo que aflora por las vertientes sí presenta variaciones en el tiempo, pero a una escala mucho menor que la del resto de los flujos. Se observa que las vertientes tienen un comportamiento estacional, presentando máximos en los meses de verano, época en que se producen las precipitaciones. Se puede ver, además, que hasta el año 2080 no existe mayor diferencia entre un *escenario* y otro. Debido al bajo orden de magnitud de estas fluctuaciones es que los estadísticos de la Tabla 3-7 reflejan un comportamiento más bien constante de las vertientes en todos los *escenarios*.

Puesto que los caudales de los manantiales, que alimentan los bofedales y sustentan la vida en el Huasco, se mantienen relativamente constantes, interesa conocer la variabilidad de la evaporación y la recarga, que son los flujos que mantienen la estabilidad de la cuenca (Figura 3-8). La Figura 3-8 muestra que a partir del año 2050 comienzan a hacerse notorias las diferencias entre los *escenarios*. Se puede ver que la evaporación

responde al aumento o disminución de la recarga. Una mayor recarga al acuífero implica una mayor cantidad de agua disponible para ser evaporada, por lo que la evaporación es mayor, como ocurre en el *escenario C*. Cuando la recarga es baja, en cambio, la evaporación también lo es, como se observa en el caso del *escenario A*. Para el caso del *escenario B*, se observa una disminución entre los años 2045 y 2055 que luego se recupera (aunque no completamente). El hecho de que el modelo histórico haya presentado una evaporación mayor que la del *escenario C* puede explicarse, en términos del modelo numérico, por la forma en que es representado el proceso de evaporación en el paquete EVT y por la altura de la napa al momento en que ocurrió el caudal máximo evaporado. Esto, ya que el paquete EVT calcula la evaporación de forma lineal cuando la napa se encuentra sobre la profundidad de extinción hasta llegar la superficie del terreno, donde evapora la tasa máxima correspondiente al determinado período de estrés. En el caso del modelo histórico, se observa en la Figura 3-7 que el caudal máximo evaporado ocurre en 1985, es decir tras 5 años del comienzo de la simulación, mientras que el máximo evaporado del *escenario C* ocurre en 2095, tras 75 años del comienzo de esta. Puesto que la condición de altura inicial impuesta en el modelo fue fijada en la cota del terreno, es de esperar los niveles de la napa tras 5 años del comienzo de la simulación se encuentren más altos que tras 75 años de simulación, considerando que entre 2040 y 2060 se produce una leve disminución de la recarga.



Figura 3-9: Evolución temporal de los caudales de recarga ingresada al modelo y de evaporación resultante de las simulaciones futuras bajo los tres *escenarios* de cambio climático.

La Figura 3-10 presenta los niveles de la napa obtenidos para el último período simulado, correspondiente a diciembre del 2100, en la capa superior del modelo, para cada *escenario*. Se puede observar que los niveles no presentan diferencias entre un *escenario* y otro, lo que ocurre también en los estratos inferiores del modelo. Esta situación se puede

explicar debido a la relación que existe entre los flujos de evaporación y recarga, los que mantienen el balance hídrico del sistema de tal forma que los niveles en la cuenca se mantienen casi constantes entre un *escenario* y otro. De ser así, la cuenca tendría la capacidad de amortiguar los efectos del cambio climático o, en otras palabras, sería capaz de responder más tardíamente a los cambios externos que se producen en la superficie. Esto haría del Salar del Huasco un oasis que permitiría que la vida se sustente, resistiendo por más tiempo los cambios del cambio climático.

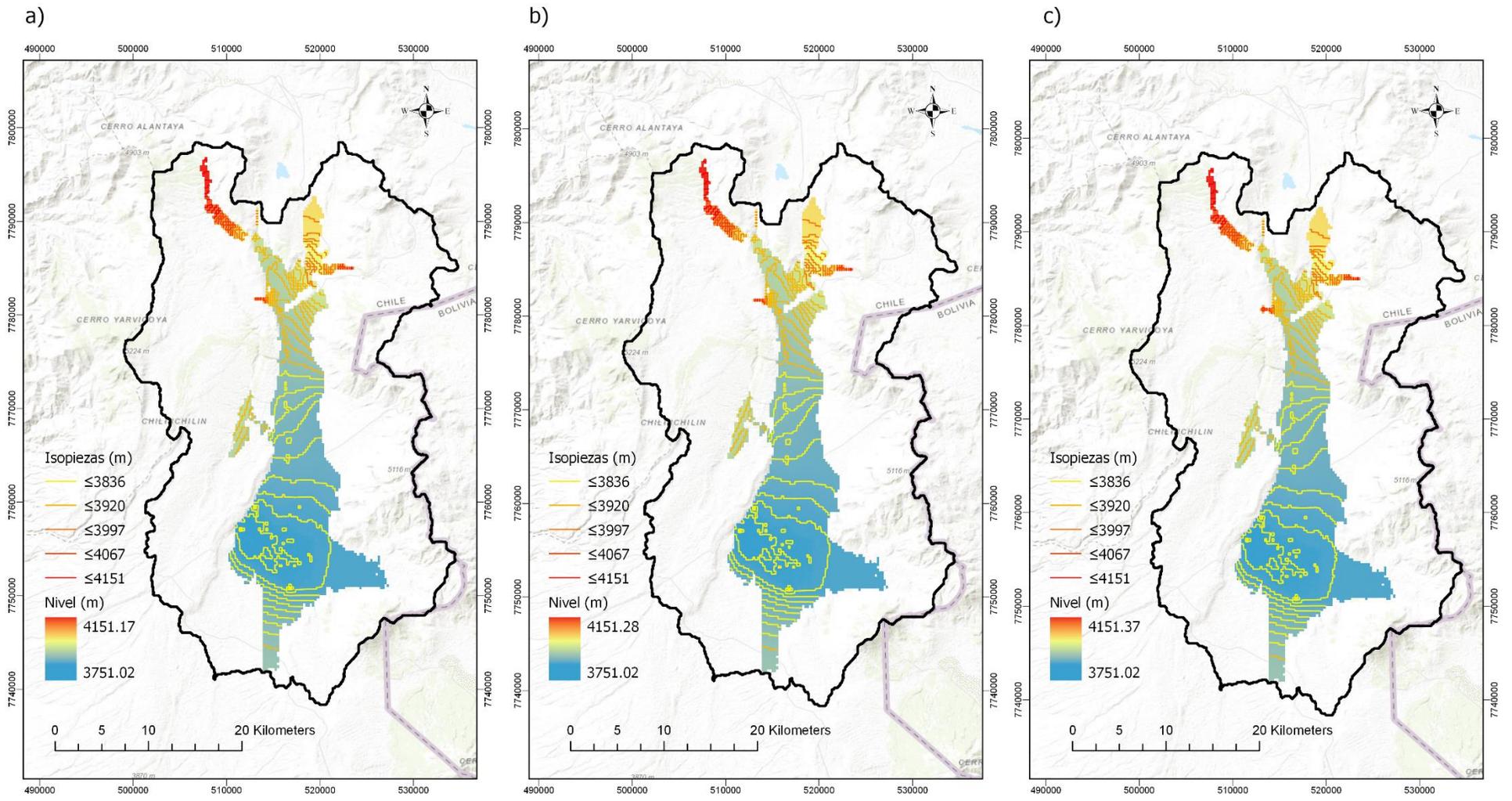


Figura 3-10: Niveles en la cuenca del Salar del Huasco (estrato superior del modelo numérico), obtenidos para cada escenario simulado al término del año

Ahora bien, esto se da en el Salar del Huasco ya que se trata de una cuenca en condiciones naturales, sin embargo, el panorama podría ser diferente si la cuenca estuviera intervenida. De hecho, Acosta (2004) analizó el impacto que tendría el bombeo en la cuenca del Salar del Huasco mediante simulaciones en un modelo numérico de agua subterránea y concluyó que el bombeo efectivamente impactaría la descarga de la napa hacia los manantiales. Justamente esto fue lo que ocurrió en el Salar de Coposa, ubicado aproximadamente a 40 km del Salar del Huasco, donde se comenzó a bombear con fines mineros, afectando el caudal de descarga que alimentaba la laguna de Jachucoposa. Se estima que el caudal de descarga disminuyó desde 90 L/s en 1998 (año que comenzó el bombeo) a valores del orden de 20 L/s en 2005 (DICTUC, 2007). Otro estudio realizado por Muñoz (2017), en el cual se aplican herramientas de percepción remota en el balance hídrico de lagunas altiplánicas, se comparan las superficies de cuerpos de agua presentes en la cuenca del Salar del Huasco y del Salar de Coposa. Como resultado se concluyó que la laguna del Huasco no ha presentado grandes cambios entre 1984 y 2016, mientras que el Salar de Coposa ha disminuido cerca de un tercio la superficie de su laguna hacia la segunda mitad de dicho período.

Todo esto está indicando que la capacidad que posee el Salar del Huasco de amortiguar los efectos del cambio climático se da, en parte, gracias a que la cuenca no ha sido intervenida, lo que lleva a recalcar la importancia de que el lugar siga siendo una zona protegida. Más aún, se puede estudiar cuáles son las zonas que, además de los bofedales, interesa proteger ya que contribuyen a su recarga.

Para esto se hizo un análisis de tiempos de residencia del agua subterránea en la cuenca, que además de entregar información del tiempo que permanece el agua subterránea en el sistema desde su recarga hasta su descargada, permite identificar las zonas que contribuyen a la recarga de un determinado lugar de interés. Dicho lugar corresponde en este caso al salar mismo, sitio en que se encuentran los bofedales.

El análisis se hizo con el programa MODPATH, a través de una simulación *backwards* (Pollock, 1994). MODPATH es un paquete post-procesador que calcula la

trayectoria tridimensional del transporte advectivo en base a los resultados de las simulaciones de agua subterránea obtenidos por MODFLOW (Jindal, 2010; Pollock, 1994). En las simulaciones *backwards*, la trayectoria de las partículas se determina en sentido contrario al flujo de agua. Debido a que la velocidad del flujo y los tiempos de residencia dependen de la porosidad efectiva del medio, es necesario estimar esta propiedad. Dado que no existe una caracterización certera de la porosidad del acuífero del Salar del Huasco, se adoptó una porosidad efectiva única a lo largo del dominio de un 5,5 % de acuerdo a los tipos de suelo presentes en el acuífero del Salar.

Esta simulación, permitió definir la trayectoria recorrida por el agua antes de llegar al salar y así encontrar cuáles son las zonas que efectivamente contribuyen a su recarga, que corresponden a los polígonos sombreados que se observan en la Figura 3-11.

Al conocer la velocidad y trayectoria de una partícula inyectada en un determinado lugar del acuífero, se pueden determinar los tiempos de residencia asociados. De esta forma se construyó el mapa de la Figura 3-11, que muestra el tiempo que tardan las partículas de agua en llegar a la zona de los bofedales desde los diferentes puntos de la cuenca. De este mapa se puede observar los tiempos de residencia del agua en la cuenca son muy grandes, incluso desde los lugares más cercanos al salar, el tiempo que tarda en llegar el agua puede ser de hasta 700 años. Por lo tanto, si se extrajera agua en la cuenca, esta sería agua muy antigua, casi fósil, que tardaría miles de años en recuperar la composición química original que tenía antes del bombeo.

Por lo tanto, es muy importante que el Salar del Huasco siga siendo una zona protegida, de modo que se mantengan las condiciones físicas y químicas que sustentan la particular flora y fauna que actualmente habita en él.

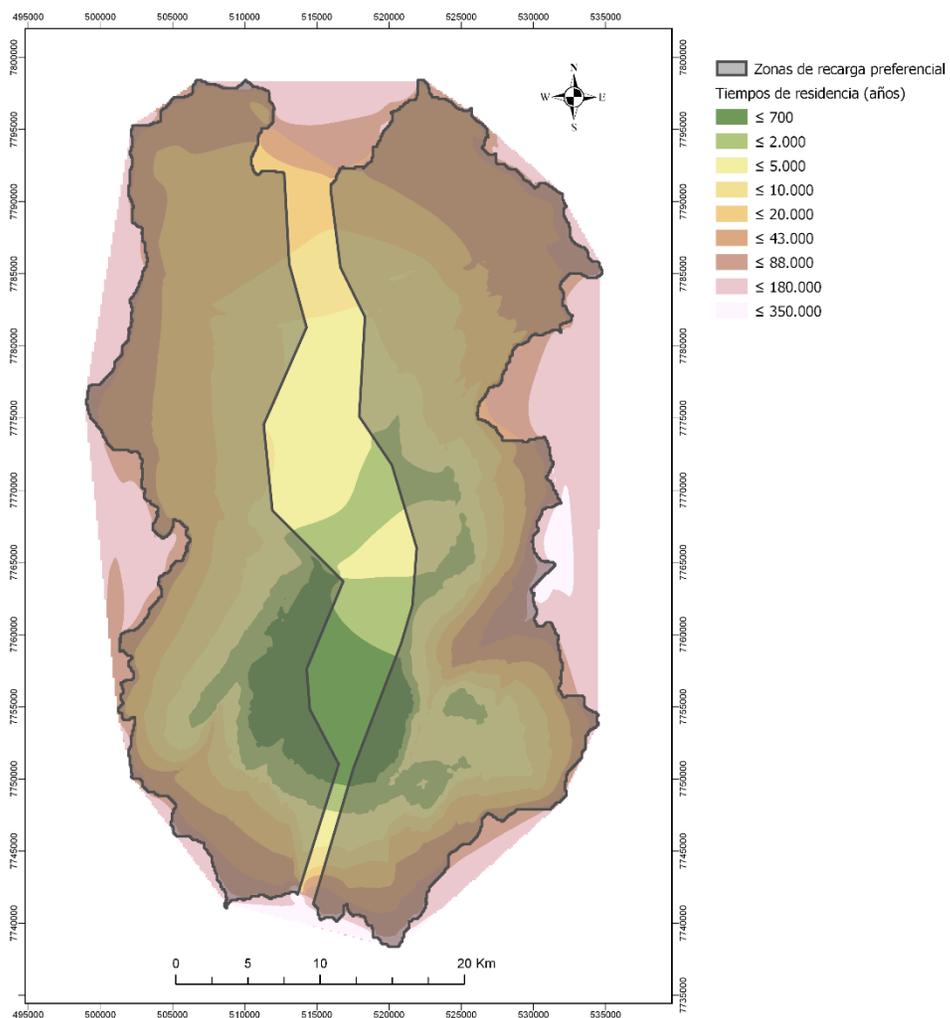


Figura 3-11: Mapa de tiempos de residencia del agua subterránea en la cuenca del Salar del Huasco.

## 4 CONCLUSIONES

En este trabajo se realizaron simulaciones hidrogeológicas de la cuenca del Salar del Huasco bajo distintos escenarios de cambio climático. El objetivo fue analizar los efectos de este sobre el comportamiento del acuífero y las componentes hidrológicas que gobiernan el sistema de la cuenca. A continuación se presentan las principales conclusiones obtenidas en las distintas etapas del estudio.

Para el *downscaling* de los outputs de cambio climático se utilizó el método HD, el que permitió obtener tres *escenarios* futuros de temperatura y precipitación en base al ensamble de 241 simulaciones de modelos climáticos. En todos los *escenarios*, *A*, *B* y *C*, la temperatura aumentó y la precipitación media anual disminuyó. Sin embargo, aumentó la variabilidad de la precipitación a nivel diario en todos los *escenarios* y, con ello, las magnitudes de los eventos extremos.

Las temperaturas y precipitaciones diarias procesadas mediante el método HD se ingresaron como datos de entrada al modelo MPE, del cual se obtuvo que las zonas donde se produce mayor recarga son las de porosidad importante o diaclasamiento intenso. Dichas zonas se encuentran al norte de la cuenca, a mayor elevación y, por tanto, la precipitación que reciben es mayor. A raíz de esto se puede concluir que la recarga depende principalmente de las fracturas presentes en la roca más que de su permeabilidad. Además, el que la recarga se de en zonas elevadas de la cuenca permite concluir que, tal como afirma Green (2011), la recarga tiene mayor correlación con la precipitación que con la temperatura, ya que la primera aumenta a medida que aumenta la elevación, mientras que la segunda disminuye.

Los resultados obtenidos de precipitación y recarga de cada *escenario* futuro fueron comparados con los de otros estudios. En todos estos estudios se consideró una precipitación anual (comprendida entre 145,2 y 167,7 mm/año) mayor a la obtenida en todos los *escenarios* del presente trabajo (66,4, 88,4 y 119,4 mm/año para los *escenarios* *A*, *B* y *C*, respectivamente). A pesar de esto, los porcentajes de recarga sobre precipitación para los *escenarios* futuros se mantuvieron dentro del rango de los estudios anteriores,

llegando a ser mayor en el caso del *escenario C*. El hecho de obtener porcentajes de recarga comparables con estudios anteriores, a pesar de tener precipitaciones menores, se puede explicar debido a la magnitud de los eventos futuros simulados. Según Uribe (2012), eventos cortos de gran magnitud favorecen la generación de recarga al acuífero. En este caso, si bien en todos los *escenarios* se proyectaron precipitaciones menores a las descritas en los estudios comparados, los valores máximos de los eventos diarios fueron de una magnitud mayor que las registradas en la estación Collacagua durante los años 1980 y 2010, lo que sostuvo la producción de recarga.

Las recargas obtenidas en cada *escenario* fueron ingresadas al modelo hidrogeológico para simular los flujos desde y hacia el acuífero en el período comprendido por los años 2020 y 2100, con el objetivo de analizar los efectos del cambio climático sobre ellos y sobre los niveles de la napa. No se observaron cambios significativos en los niveles de la napa en ninguno de los *escenarios* simulados. Sin embargo, sí se observaron cambios en los flujos de evaporación, en respuesta a los valores de recarga ingresados en cada uno de ellos. Puesto que ni los flujos relacionados al río Collacagua ni a las vertientes del salar responden a los cambios externos representados en cada *escenario* futuro (o la respuesta es leve, en el caso del río), se puede concluir que el balance del sistema se encuentra gobernado por los flujos de evaporación y recarga. Dicho balance permite que los niveles de la napa se mantengan relativamente constantes entre un *escenario* y otro.

Estos resultados sugieren que el acuífero del Salar del Huasco tendrá la capacidad de amortiguar los efectos del cambio climático y, de esa forma, actuar como un *buffer* que permita ofrecer resistencia a las variaciones externas. No obstante, es importante considerar que esto podría ser diferente si hubiese intervención humana en la zona, como es el caso de la cuenca del Salar de Coposa, ubicada a 40 km al sur del Salar del Huasco, donde el bombeo ha impactado los caudales de descarga de la napa hacia la laguna Jachucoposa. De igual forma, si existiese bombeo en el Huasco se podrían afectar los caudales de descarga hacia los bofedales y, junto con ello, las condiciones naturales de la cuenca que le darían la capacidad de amortiguar los efectos del cambio climático.

Este trabajo permite tener un acercamiento de cómo afectará el cambio climático en zonas áridas del altiplano que no se encuentren intervenidas por el factor antrópico. Esto permite comprender los efectos netos del cambio climático y entender cómo responde este tipo de sistemas en condiciones naturales, lo que puede aportar en la toma de conciencia respecto al manejo responsable del recurso.

## BIBLIGRAFIA

Acosta, O. (2004). *Impactos de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile)*. Universidad Politécnica de Catalunya.

Acosta, O., & Custodio, E. (2008). Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). Retrieved from <http://bibliotecadigital.ciren.cl/bitstream/handle/123456789/6525/HUM2-0035.pdf?sequence=1>

Bjørnæs, C. (2013). A guide to representative concentration pathways. *Center for International Climate and Environmental Research*.

Brekke, L., Thrasher, B. L., Maurer, E. P., & Pruitt, T. (2013). *Downscaled CMIP3 and CMIP5 climate and hydrology projections: Release of downscaled CMIP5 climate projections, comparison with preceding information, and summary of user needs*. Denver.

Camici, S., Brocca, L., Melone, F., & Moramarco, T. (2014). Impact of Climate Change on Flood Frequency Using Different Climate Models and Downscaling Approaches. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(8), 04014002. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000959](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000959)

CONAF. (2005). Ficha informativa de los Humedales de Ramsar (FIR).

de la Fuente, A., & Meruane, C. (2016). Investigación en el Salar del Huasco: Entendiendo los procesos fundamentales que mantienen a los Salares y que explican la vida en torno a estos ecosistemas altioplánicos.

DGA. (2009). Sistema Piloto I Región: Salar del Huasco. In *Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, Regiones XV, I, II y III*.

DICTUC. (2007). Evaluación de efectos hidrogeológicos en Zona Norte Cuenca Coposa- Proyecto Cambio de Puntos de Captación de 448 l/s desde Falla Pabellón. In *Estudio hidrogeológico conceptual y numérico del funcionamiento de la cuenca del Salar de Coposa*.

Ekström, M., Grose, M. R., & Whetton, P. H. (2015). An appraisal of downscaling methods used in climate change research. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 6(3), 301–319. <https://doi.org/10.1002/wcc.339>

Gardeweg, M., & Sellés, D. (2015, October). Estratigrafía y evolución estructural del área Collacagua-Rinconada, alta cordillera de Iquique, 20 00'-20 30'S-Región de Tarapacá. *XIV Congreso Geológico Chileno*.

Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>

Garreaud, R., Vuille, M., & Clement, A. C. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194(1–3), 5–22. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4)

Green, T., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J., ... D. A.-J. of, & 2011, U. (2011). Beneath the surface of global change: Impacts of climate change on groundwater. *Elsevier*. Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411002988>

Hamlet, A., Salathé, E., & Carrasco, P. (2010). Statistical downscaling techniques for global climate model simulations of temperature and precipitation with application to water resources planning studies. Retrieved from <https://digital.lib.washington.edu/researchworks/bitstream/handle/1773/38428/2010-5.pdf?sequence=1>

Harbaugh, A. (2005). MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular ground-water model: the ground-water flow process. Retrieved from [https://md.water.usgs.gov/gw/modflow/MODFLOW\\_Docs/TM6-A16-MODFLOW-2005.pdf](https://md.water.usgs.gov/gw/modflow/MODFLOW_Docs/TM6-A16-MODFLOW-2005.pdf)

Harbaugh, A., Banta, E., Hill, M., & McDonald, M. (2000). *MODFLOW-2000, The US Geological Survey Modular Ground-Water Model-User Guide to Modularization Concepts and the Ground-Water Flow Process. Open-file Report 00-92*. *wipp.energy.gov*. Retrieved from [http://wipp.energy.gov/library/CRA/2009\\_CRA/references/Others/Harbaugh\\_Banta\\_Hill\\_and\\_McDonald\\_2000\\_MODFLOW\\_2000\\_Open\\_File\\_Report\\_00\\_92.pdf](http://wipp.energy.gov/library/CRA/2009_CRA/references/Others/Harbaugh_Banta_Hill_and_McDonald_2000_MODFLOW_2000_Open_File_Report_00_92.pdf)

Harbaugh, A. W. (2009). Zonebudget Version 3.01, A computer program for computing subregional water budgets for MODFLOW ground-water flow models. *US Geological Survey Groundwater Software*.

Hausner, M. B., Wilson, K. P., Gaines, D. B., Suárez, F., Scopettone, G. G., & Tyler, S. W. (2014). Life in a fishbowl: Prospects for the endangered Devils Hole pupfish (*Cyprinodon diabolis*) in a changing climate. *Water Resources Research*, 50(8),

7020–7034. <https://doi.org/10.1002/2014WR015511>

Hernández-López, M. F., Gironás, J., Braud, I., Suárez, F., & Muñoz, J. F. (2014). Assessment of evaporation and water fluxes in a column of dry saline soil subject to different water table levels. *Hydrological Processes*, 28(10), 3655–3669.

Holman, I., Allen, D., Cuthbert, M., & Goderniaux, P. (2012). Towards best practice for assessing the impacts of climate change on groundwater. *Hydrogeology Journal*, 20(1), 1–4. Retrieved from <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/s10040-011-0805-3.pdf>

Holman, I. P. (2006). Climate change impacts on groundwater recharge- uncertainty, shortcomings, and the way forward? *Hydrogeology Journal*, 14(5), 637–647. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0467-0>

Hydrologic Engineering Center (US). (2001). *The Hydrologic Modeling System (HEC-HMS)*.

IPCC. (2007). Climate change 2007: the physical science basis. Contribution of the working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. In *Solomon, S. et al.* Cambridge, United Kingdom and New York, NY, US: Cambridge University Press.

IPCC. (2014). IPCC, 2014: climate change 2014:synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of intergovernmental panel on Climate Change. In *Team, Core Writing Pachauri, Rajendra K. Meyer, L. A.* Geneva, Switzerland.

Jayne, R. S., Pollyea, R. M., Dodd, J. P., Olson, E. J., & Swanson, S. K. (2016). Spatial and temporal constraints on regional-scale groundwater flow in the Pampa del Tamarugal Basin, Atacama Desert, Chile. *Hydrogeology Journal*, 24(8), 1921–1937. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1454-3>

Jindal, P. (2010). A study of the groundwater travel time distribution at a rural watershed in Iowa: A systems theory approach to groundwater flow analysis. Retrieved from <https://lib.dr.iastate.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=2471&context=etd>

Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C., & Muñoz, J. (2010). Evaporation from shallow groundwater in closed basins in the Chilean *Altiplano*. *Hydrological Sciences Journal*, 55(4), 624–635. <https://doi.org/10.1080/02626661003780458>

Konikow, L. F. (2011). Contribution of global groundwater depletion since 1900 to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 38(17), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL048604>

Minvielle, M., Garreaud, R. D., Minvielle, M., & Garreaud, R. D. (2011). Projecting Rainfall Changes over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 24(17), 4577–4583. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00051.1>

Muñoz, A. (2017). *Aplicación de herramientas de percepción remota para la determinación del balance hídrico en humedales altioplánicos*. Universidad de Chile.

Pollock, D. (1994). User's Guide for MODPATH/MODPATH-PLOT, Version 3: A Particle Tracking Post-processing Package for MODFLOW, the US: Geological Survey Finite. Retrieved from <http://www.softfactory.kr/download/gms/mpathref.pdf>

Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones-Chile.

Salas, I., Herrera, C., Luque, J., & ... J. D. (2016). Recent climatic events controlling the hydrological and the aquifer dynamics at arid areas: The case of Huasco River watershed, northern Chile. *Science of the Total Environment*. Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0048969716315777>

Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(March), 3335–3370. <https://doi.org/10.1002/hyp>

Scheihing, K. W., Moya, C. E., & Tröger, U. (2017). Insights into Andean slope hydrology: reservoir characteristics of the thermal Pica spring system, Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1833–1852. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1533-0>

Scibek, J., Allen, D., Cannon, A., & Whitfield, P. (2007). Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology*. Retrieved from <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169406004069>

SEA, S. (2012). Guía para el uso de Modelos de Aguas Subterráneas en el SEIA.

Seth, A., Thibeault, J., Garcia, M., & Valdivia, C. (2010). Making sense of twenty-

first-century climate change in the Altiplano: Observed trends and CMIP3 projections. *Annals of the Association of American Geographers*, 100(4), 835–847.

Skinner, A. C. (2008). Groundwater: still out of sight but less out of mind. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 41(1), 5–19. Retrieved from <http://qjgegh.lyellcollection.org/content/41/1/5.short>

Taylor, R. G., Scanlon, B., Döll, P., Rodell, M., van Beek, R., Wada, Y., ... Treidel, H. (2013). Ground water and climate change. *Nature Climate Change*, 3(4), 322–329. <https://doi.org/10.1038/nclimate1744>

Thibeault, J. M., Seth, A., & Garcia, M. (2010). Changing climate in the Bolivian Altiplano: CMIP3 projections for temperature and precipitation extremes. *Journal of Geophysical Research*, 115(D8), D08103. <https://doi.org/10.1029/2009JD012718>

Tohver, I., & Hamlet, A. (2014). Impacts of 21st-century climate change on hydrologic extremes in the Pacific Northwest region of North America. *Wiley Online Library*. Retrieved from <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1111/jawr.12199>

Uribe, J. (2012). *Estimación de la recarga del acuífero del Salar del Huasco en base a un modelo de precipitación-escorrentía y una caracterización isotópica*. Pontificia Universidad Católica de Chile.

Uribe, J., Muñoz, J. F., Gironás, J., Oyarzún, R., Aguirre, E., & Aravena, R. (2015). Assessing groundwater recharge in an Andean closed basin using isotopic characterization and a rainfall-runoff model: Salar del Huasco basin, Chile. *Hydrogeology Journal*, 23(7), 1535–1551. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1300-z>

Urrutia, R., & Vuille, M. (2009). Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D2).

Vega, A. (2016). *Balance hídrico de la cuenca del Salar del Huasco mediante el modelo hidrológico de simulación TOPMODEL, usando información de reanálisis atmosférico*. Universidad de Chile.

Vormoor, K., & Skaugen, T. (2013). Temporal Disaggregation of Daily Temperature and Precipitation Grid Data for Norway. *Journal of Hydrometeorology*, 14(3), 989–999. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0139.1>

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. G., & Bradley, R.

S. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89(3–4), 79–96.

Wada, Y., van Beek, L. P. H., Sperna Weiland, F. C., Chao, B. F., Wu, Y.-H., & Bierkens, M. F. P. (2012). Past and future contribution of global groundwater depletion to sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 39(9), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012GL051230>

Wada, Y., van Beek, L. P. H., van Kempen, C. M., Reckman, J. W. T. M., Vasak, S., & Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GL044571>

Winston, R. B. (2009). *ModelMuse: a graphical user interface for MODFLOW-2005 and PHAST*.

## **ANEXOS**

1. Modelos climáticos utilizados en el cálculo de percentiles sobre los cuales se definieron los *escenarios A, B y C*.

Tabla A-1: Modelos climáticos utilizados en el estudio.

| Centro desarrollador   | Modelo                         | Escenario IPCC   |
|--|--------------------------------|--|
| Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokio), National Institute for Environmental Studies y Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology | MIROC5                         | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5                     |
| Australia, and Bureau of Meteorology, (BOM), Australia   | ACCESS1-3                      | RCP4.5<br>RCP8.5   |
| Beijing Climate Center, China Meteorological Administration  | bcc-csm1-1<br><br>bcc-csm1-1-m | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5<br>RCP4.5<br>RCP8.5 |
| Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis  | CanESM2                        | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5                               |
| Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici   | CMCC-CM                        | RCP4.5<br>RCP8.5   |

|  |  |  |
|--|--|--|
| College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University                               | BNU-ESM                                      | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5   |
| Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO), Australia, and Bureau of Meteorology | ACCESS1-0                                    | RCP4.5   |
| CSIRO  | CSIRO-Mk3-6-0                                | RCP8.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5   |
| EC-EARTH consortium  | EC-EARTH                                     | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5   |
| Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (NOAA)   | GFDL-CM3<br><br>GFDL-ESM2G<br><br>GFDL-ESM2M | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5 |
| Hadley Centre  | HadCM3                                       | RCP4.5   |
| Institute of Numerical Mathematics   | inmcm4                                       | RCP4.5   |

|   |                |                                      |
|---|----------------|--------------------------------------|
|   |                | RCP8.5                               |
| Institute Pierre-Simon Laplace  | IPSL-CM5A-LR   | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5 |
|   | IPSL-CM5A-MR   | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5 |
|   | IPSL-CM5B-LR   | RCP4.5<br>RCP8.5                     |
| Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (The University of Tokio), y National Institute for Environmental Studies | MIROC4h        | RCP4.5                               |
|   | MIROC-ESM      | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5 |
|   | MIROC-ESM-CHEM | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5 |
| LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Science; y CESS, Tsinghua University   | FGOALS-g2      | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5           |
|   | FGOALS-s2      | RCP4.5<br>RCP8.5                     |

|   |                              |  |
|---|------------------------------|--|
| Max Planck Institute for Meteorology                                | MPI-ESM-LR<br><br>MPI-ESM-MR | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5 |
| Met Office Hadley Centre  | HadGEM2-CC                   | RCP4.5<br>RCP8.5   |
| Met Office Hadley Centre; Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais | HadGEM2-ES                   | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5                     |
| Meteorological Research Institute                                   | MRI-CGCM3                    | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP8.5                               |
| NASA Goddard Institute for Space Studies                            | GISS-E2-H-CC<br>GISS-E2-R    | RCP4.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5           |
| National Center for Atmospheric Research (NCAR)                     | GISS-E2-R-CC<br>CCSM4        | RCP4.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5           |
| National Centre for Meteorological Research                         | CNRM-CM5                     | RCP4.5   |

|   |                             |  |
|---|-----------------------------|--|
|   |                             | RCP8.5   |
| National Institute of Meteorological Research/Korea Meteorological Administration | HadGEM2-AO                  | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5   |
| National Science Foundation, Department of Energy, NCAR                           | CESM1-BGC<br><br>CESM1-CAM5 | RCP4.5<br>RCP8.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5                     |
| Norwegian Climate Centre  | NorESM1-M<br><br>NorESM1-ME | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5<br>RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5 |
| The First Institute of Oceanography, SOA, China                                   | FIO-ESM                     | RCP2.6<br>RCP4.5<br>RCP6.0<br>RCP8.5   |

2. Series de recarga futura obtenida mediante el modelo MPE para cada subcuena bajo los tres *escenarios* de cambio climático.

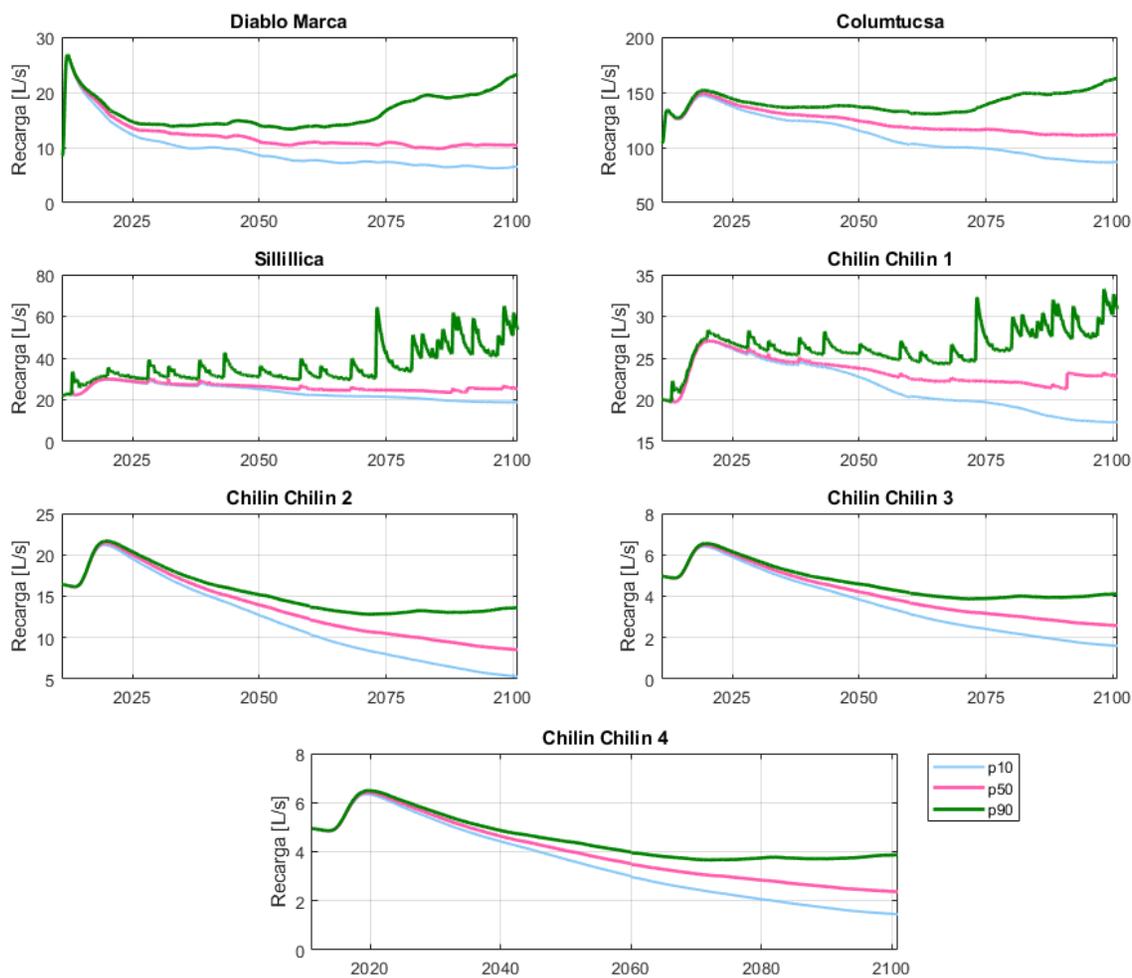


Figura A- 1: Resultados de recarga mensual obtenidas con el modelo MPE para las subcuencas del Salar del Huasco.

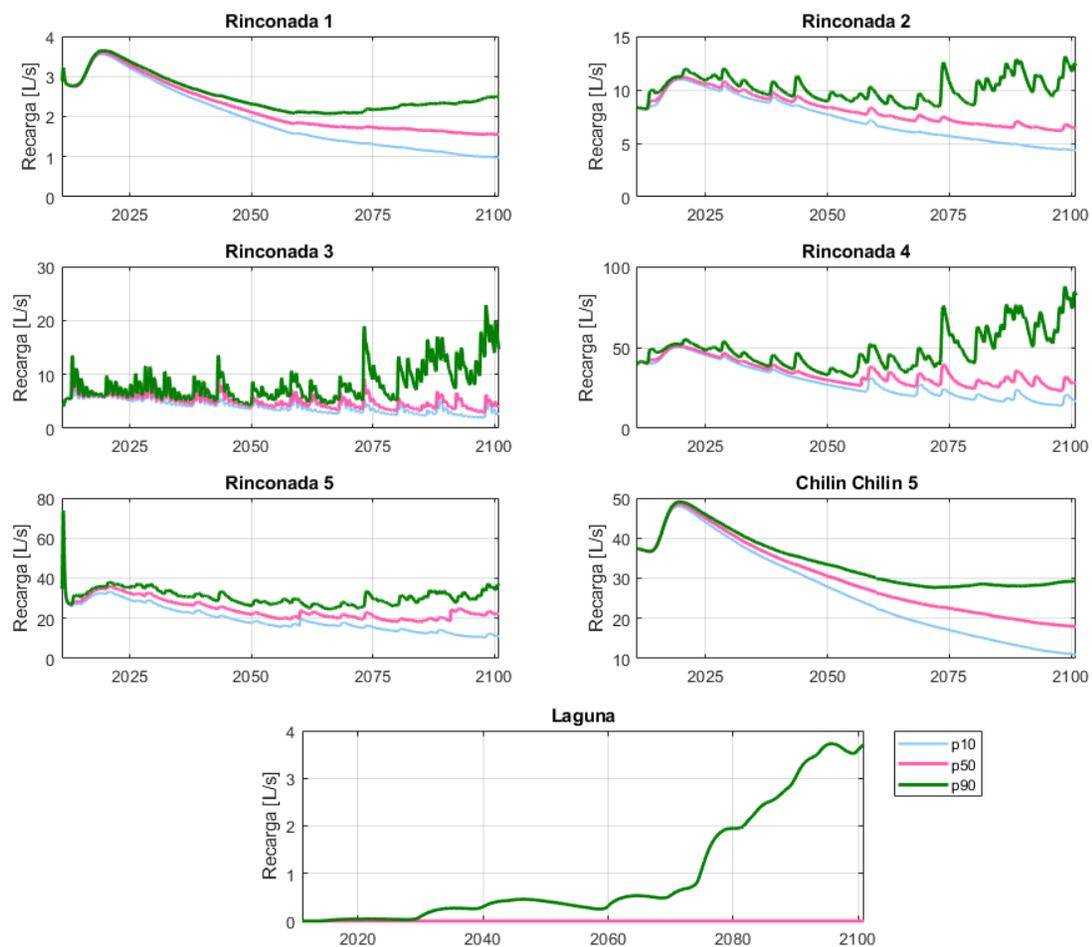


Figura A- 2: Resultados de recarga mensual obtenidas con el modelo MPE para las subcuencas del Salar del Huasco.