



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

BALANCE HÍDRICO DE LA CUENCA DEL SALAR DEL HUASCO MEDIANTE EL
MODELO HIDROLÓGICO DE SIMULACIÓN TOPMODEL USANDO INFORMACIÓN
DEL REANÁLISIS ATMOSFÉRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

ARTURO IGNACIO VEGA QUINTANA

PROFESOR GUÍA:
ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
XIMENA VARGAS MESA
JAMES MCPHEE TORRES

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por PROYECTO FONDECYT N°11402081

SANTIAGO DE CHILE
2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL
POR: ARTURO IGNACIO VEGA QUINTANA
PROF. GUÍA: SR. ALBERTO DE LA FUENTE STRANGER

BALANCE HÍDRICO DE LA CUENCA DEL SALAR DEL HUASCO MEDIANTE EL MODELO HIDROLÓGICO DE SIMULACIÓN TOPMODEL USANDO INFORMACIÓN DEL REANÁLISIS ATMOSFÉRICO

El Salar del Huasco, ubicado en la Región de Tarapacá, Chile, constituye un sistema de gran relevancia ambiental al albergar ciertos ecosistemas vitales para la sobrevivencia de especies en estado vulnerable, como por ejemplo flamencos, que requieren de lagunas someras para sus nidos, típicas en estos ambientes. El objetivo de este trabajo de título es realizar un balance hídrico histórico en esta cuenca mediante un modelo de simulación hidrológica, en una escala temporal de 30 años y utilizando información meteorológica proveniente del reanálisis atmosférico, para así analizar la disponibilidad del recurso hídrico y su dinámica temporal futura en una escala de tiempo de 94 años.

Se escogió el modelo de simulación hidrológica TOPMODEL por la naturaleza distribuida de los procesos considerados, simpleza en los datos de entrada y cantidad reducida de parámetros a calibrar. A los datos de entrada obtenidos del reanálisis atmosférico se les aplicó un proceso de escalamiento espacial a la zona y luego se realizó una corrección de sesgo mediante ajustes probabilísticos a sus curvas de duración. La hidrología de la cuenca del Salar se obtuvo para el periodo comprendido entre los años 1984 y 2014. La calibración de los parámetros se realizó de forma de disminuir el error entre la recarga producto de caudal y flujo subterráneo a través del acuífero al Salar y la descarga por evaporación desde el mismo. Los resultados de esta simulación histórica arrojan que de la precipitación media anual: un 90% se evapora en la cuenca mientras el 10% restante escurre superficial y subsuperficialmente hacia el Salar donde posteriormente se evapora totalmente, mientras que la percolación profunda es despreciable frente a las variables anteriores.

Posteriormente se obtuvieron las series futuras de precipitación y evapotranspiración potencial a partir de los resultados del modelo climático HadGEM2-AO, acoplado con un modelo de balance radiativo, bajo los escenarios de cambio climático RCP 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5. A estas series se les aplicó un escalamiento espacial, mientras que la corrección del sesgo se determinó a partir del periodo histórico común a las series de cada uno de los escenarios. Luego, ocupando los parámetros ya calibrados, se simuló la hidrología del Salar en el periodo histórico (1984-2005) y futuro (2006-2100) para analizar su dinámica. Con las series de recarga al Salar y evaporación potencial en el mismo, se realizó el balance de volumen de la laguna. Los resultados muestran que al comparar una ventana temporal de los años 2070-2100 con la inicial de la proyección futura (1984-2005), se tiene un aumento estadísticamente significativo de la precipitación de un 55% y 70% para los dos escenarios de mayor forzamiento radiativo, mientras que la recarga al salar como fracción de la precipitación aumenta de un 13% a un 23% para el escenario RCP 6.0. El balance de volumen en el Salar predice aumentos en la altura promedio anual de la laguna entre 36% y 74% mientras que el área de la misma aumenta hasta 1.4 veces para el escenario R.C.P 8.5.

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi profesor guía, Alberto de la Fuente, por el tiempo y dedicación que tuvo para resolver mis dudas y orientarme durante este trabajo. A mi profesora co-guía Ximena Vargas, quien desde un principio mostró una gran disposición y paciencia para atender mis dudas de aspecto hidrológico.

Quiero agradecer a Gustavo Calle, Vásquez, Ingeniero de Proyecto del área de hidrología para el estudio “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”, quien amablemente me facilitó información hidrológica y geográfica de la zona con la que se realizó parte de este trabajo.

A mi familia, quienes a la distancia, me han estado apoyando durante este año y durante toda mi carrera universitaria, por haberme animado en los momentos difíciles o estresantes y por todos los consejos que me han dado. A mis padres especialmente, por todo el esfuerzo que han puesto para ayudarme a cumplir mis metas.

Agradezco a mis amigos: a los de la Universidad, por haber compartido conmigo todas esas cervezas después de clases y por haberme distraído un momento con unas buenas risas. Mención especial para Caichá y Diego, con quienes compartí no sólo la oficina sino que inquietudes, risas y momentos de relaxo durante el desarrollo de mi tesis. Gracias a mis amigos de siempre de Chillán, “Los Cebollas”, por estar incansablemente conmigo, apoyarme y enseñarme a disfrutar más la vida.

A la Jaqui, que hizo de mi estadía en el tercer piso un poco más amena y siempre estuvo disponible para cualquier cosa práctica que necesitase. A los cabros de la pescera, que me acompañaron en la prórroga, me dieron ánimo y alcanzamos a compartir otras cosas en el último tiempo que dediqué para terminar esta tesis.

Finalmente agradezco al Proyecto Fondecyt número 11408021, por haberme otorgado el financiamiento para llevar a cabo esta memoria.

Tabla de Contenido

1	Introducción	1
1.1	Motivación	1
1.2	Objetivos	2
1.2.1	Principal	2
1.2.2	Específicos	2
1.3	Contenidos del Informe	3
2	Revisión Bibliográfica	5
2.1	Caracterización de los recursos hídricos de la cuenca del Salar del Huasco . .	5
2.2	Balances Hídricos	6
2.3	Modelo TOPMODEL	7
2.3.1	Objetivos del modelo	8
2.3.2	Conceptos y Ecuaciones fundamentales	10
2.3.3	Organización de los estanques de almacenamiento	14
2.3.4	Flujos en la zona no saturada	15
2.3.5	Flujos en la zona saturada	16
2.3.6	Tránsito en el canal y estructura de la cuenca	17
2.3.7	Índice Topográfico	17
2.3.8	Calibración del modelo	17
3	Caracterización de la zona de estudio	19
3.1	Descripción general	19
3.2	Clima	19
3.3	Estaciones pluviométricas	20
3.4	Descripción hidrogeológica y propiedades del suelo	22
3.5	Delimitación de la cuenca	25
4	Modelación hidrológica	28
4.1	Obtención de los datos de entrada del modelo	30
4.1.1	Índice topográfico	30
4.1.2	Función de retardo	31
4.1.3	Serie de precipitación	32
4.1.4	Serie de evapotranspiración potencial	37
5	Aplicación del modelo a la serie histórica	39
5.1	Rangos posibles de los parámetros	39
5.2	Objetivo de la Calibración	44
5.3	Calibración	45

5.4	Distribución de variables hidrológicas	48
5.5	Balance hídrico en el Salar	51
6	Aplicación del modelo para escenarios de cambio climático	55
6.1	Obtención de los datos de entrada del modelo	56
6.1.1	Validación de la precipitación	56
6.1.2	Obtención y validación de la serie de evapotranspiración potencial . .	62
6.2	Distribución de variables hidrológicas	64
6.3	Balance hídrico en el Salar	75
7	Análisis de sensibilidad de la escala temporal en la simulación hidrológica	79
8	Conclusiones y Recomendaciones	83
8.1	Simulación Histórica	83
8.2	Simulación bajo escenarios de cambio climático	84
8.3	Análisis de sensibilidad de la escala temporal en la simulación hidrológica . .	85
8.4	Sugerencias para trabajos futuros	86
	Bibliografía	87

Capítulo 1

Introducción

1.1 Motivación

Se le denomina Salar al paisaje ubicado en la región altiplánica de Chile, Bolivia, Perú y Argentina, que tiene, generalmente, una laguna terminal extremadamente somera, de unos pocos centímetros de profundidad (de la Fuente & Niño, 2010; Herrera *et al.*, 2009). Los salares están rodeados de montañas, lo que hace que estas cuencas hidrológicas sean endorreicas, tal que los flujos de entrada los constituyen principalmente la precipitación y el afloramiento de aguas subterráneas mientras que el flujo de salida principal es la evaporación (de la Fuente & Niño, 2010).

La evaporación del agua que aflora a la superficie se produce fundamentalmente en un área conocida con el nombre de sistema VCL porque su estructura se compone de una vega (V) donde aflora el agua subterránea, un canal (C) de unos pocos kilómetros de largo y una laguna (L) somera.

Estos sistemas son de gran relevancia ambiental puesto que en ellos se generan ambientes particulares donde habitan ciertas especies animales en estado vulnerable de conservación, entre las cuales se encuentran flamencos como el *Phoenicopterus chilensis*, *Phoenicopterus andinus* y *Phoenicopterus jamesi* (Glade, 1993), con poblaciones que alcanzan los mil ejemplares por salar (Hurlbert & Keith, 1979). Estas aves necesitan las características propias de las lagunas someras de los salares, pues se alimentan de organismos que se encuentran sólo en algunas áreas de los VCLs y dentro de ellas construyen sus nidos por lo que la profundidad debe ser suficiente para protegerlos pero no excesiva para evitar inundarlos.

Por estas razones se han realizado esfuerzos para preservar esta especie por medio del cuidado del ecosistema y los recursos hídricos, hecho que Chile ha puesto en práctica al declarar la cuenca del salar del Huasco como sitio RAMSAR (1996), que resguarda específicamente el ecosistema del salar (6000 [ha]). Una consecuencia de esto es que no existen derechos de aguas subterráneas otorgados en la cuenca sino sólo solicitudes por parte de la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi (CMDIC), mientras que algunos derechos de aprovechamiento de aguas superficiales han sido denegados y sólo se han concedido 91.2 [L/s] en derechos permanentes y continuos a la asociación indígena Aymara Laguna Huasco.

Dadas las circunstancias ambientales, se hace necesario estimar el balance hídrico dentro

de la cuenca del salar. Éste análisis se ha realizado previamente en Muñoz (2009), JICA (1995) y Acosta (2004) considerando régimen permanente y escala temporal anual. En el presente trabajo de título se estudiaron los patrones de variabilidad de las distintas variables hidrológicas involucradas en el balance a escala intradiaria para entender los procesos dinámicos que afectan al salar y relacionarlos con el comportamiento de los sistemas lagunares presentes.

El modelo de simulación utilizado fue TOPMODEL, puesto que requiere ajustar un número pequeño de parámetros (Singh *et al.*, 1995). El modelo necesita información de entrada escueta y además se acopla apropiadamente a los datos de los reanálisis atmosféricos ya que incorpora la variabilidad de las características superficiales e hidrológicas en el cálculo de los flujos provenientes de la superficie hacia la atmósfera (Beven, 1997).

Se consideraron las variables hidrometeorológicas provenientes del reanálisis atmosférico “ERA-Interim Project, Single Parameter 6-Hourly Surface Surface Forecast Time Series” dada la escasez de estaciones meteorológicas dentro de la cuenca. La escala temporal corresponde a seis horas, que equivale al paso de tiempo mínimo de los datos del reanálisis. Esta escala permite identificar la acumulación o escasez del recurso hídrico en el Salar a escala climatológica (30 años) frente a variaciones en la distribución intradiaria de variables hidrometeorológicas, como la precipitación y la evaporación. Finalmente se desea obtener la disponibilidad futura de agua para analizar el comportamiento de las lagunas someras bajo escenarios de cambio climático, para representar de una forma realista la dinámica del ecosistema.

1.2 Objetivos

1.2.1 Principal

El trabajo de título tiene como objetivo principal estudiar la variación temporal del balance hídrico en la cuenca del salar del Huasco utilizando el modelo de simulación hidrológica TOPMODEL. Para disminuir la incertidumbre inherente a la escasez de información espacial se incorporan datos de reanálisis atmosféricos.

1.2.2 Específicos

El trabajo de título posee diferentes objetivos específicos, los cuales se detallan a continuación:

1. Analizar la dinámica anual del balance hídrico en la cuenca del Salar del Huasco a partir de los resultados obtenidos de la simulación hidrológica aplicando el modelo TOPMODEL en la zona.

2. Analizar la confiabilidad del uso de datos de reanálisis atmosféricos para estudiar la hidrología del Salar del Huasco y los cuerpos de agua someros presentes en él.
3. Identificar las unidades de respuesta hidrológica en la cuenca del Salar del Huasco y caracterizar las variables involucradas en el balance hídrico, estableciendo una distribución espacial de éstas y las posibles relaciones entre ellas.
4. Analizar posibles tendencias de disponibilidad de agua en el salar bajo un escenario de cambio climático.

1.3 Contenidos del Informe

Los contenidos de esta memoria se describen a continuación:

- I **Capítulo 1 “Introducción”**: En este capítulo se expone la motivación de la memoria, los objetivos de la investigación llevada a cabo y la estructura del presente informe.
- II **Capítulo 2 “Revisión de antecedentes”**: En este capítulo se presentan y discuten los antecedentes revisados con relación al tema de la investigación.
- III **Capítulo 3 “Caracterización de la zona de estudio”**: En este capítulo se describen los aspectos de la zona de estudio que resultan relevantes para la simulación hidrológica y la delimitación de la cuenca en estudio.
- IV **Capítulo 4 “Modelo conceptual de la modelación hidrológica”**: En este capítulo se explican la forma de acoplar el modelo TOPMODEL con la hidrología de la cuenca y cómo obtener y validar los datos de entrada que necesita el modelo.
- V **Capítulo 5 “Aplicación del modelo a la serie histórica ”**: En este capítulo se explica el proceso de calibración y validación de la simulación mediante TOPMODEL para el periodo desde los años hidrológicos 1984-1985 hasta 2013-2014. Además se presentan los resultados de la simulación histórica y el balance hídrico en el salar para el mismo periodo.
- VI **Capítulo 6 “Aplicación del modelo para escenarios de cambio climático”**: En este capítulo se exponen los resultados de la simulación futura, desde el año hidrológico 2005-2006 hasta el 2099-2100, ocupando los parámetros ya calibrados de la serie histórica y las series de entrada procesadas de los resultados del modelo climático

HadGEM2-AO, bajo cuatro escenarios de cambio climático: RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 y RCP 8.5. Además se realiza el balance hídrico del Salar y se compara la dinámica futura de la laguna somera entre los años 2070-2100 con la histórica de los años 1984-2005.

VII Capítulo 7 “Análisis de sensibilidad de la escala temporal en la simulación hidrológica”: En este capítulo se realiza un análisis de sensibilidad de la respuesta hidrológica de la cuenca en cuanto a su recarga al salar ante variaciones en la distribución intradiaria de la serie de precipitación estimada desde el reanálisis atmosférico y los efectos que produce en el balance hídrico del Salar.

VIII Capítulo 8 “Conclusiones y Recomendaciones”: En este capítulo se explican las principales conclusiones obtenidas a partir del análisis de resultados obtenidos y se dictan sugerencias para trabajos futuros relacionados.

Capítulo 2

Revisión Bibliográfica

La revisión bibliográfica se subdivide en tres grandes temas: caracterización de los recursos hídricos en cuenca del Salar del Huasco, balances hídricos realizados en la zona y modelo TOPMODEL. A continuación se detalla cada uno de estos ítems.

2.1 Caracterización de los recursos hídricos de la cuenca del Salar del Huasco

Las características endorreicas de las cuencas altiplánicas y su condición árida (evaporación potencial supera ampliamente a precipitación), han condicionado un funcionamiento hidrológico e hidrogeológico único, en el cual dominan ambientes evaporíticos (salares) y napas subterráneas con recarga lateral que conforman el único recurso permanente.

Los estudios más antiguos de recursos hídricos en la zona corresponden a Billingham (1893), Bruggen (1918, 1936), Taylor (1947), Castillo Urrutia (1960) y Dingman & Galli (1965), quienes describieron mayoritariamente de forma cualitativa la hidrología e hidrogeología de una región que todavía se podía considerar en estado natural con respecto a los recursos hídricos.

Los estudios más sobresalientes en las décadas de los 70 y 80 corresponden a los de House (1962), Kohln (1972), CORFO & IREN (1976), Lobo Parga *et al.* (1978) y Niemeyer (1980). Todos estos se enfocaron en la descripción más precisa de las cuencas y sistemas hidrográficos a partir de la recopilación de datos hidrológicos (precipitaciones y aforos principalmente), aunque CORFO & IREN (1976) innova al realizar el primer inventario de recursos naturales mediante imágenes satelitales, caracterizando especialmente las variables hidrológicas (precipitación, evaporación, evapotranspiración) para elaborar un balance hídrico por cuenca. Siguiendo la misma tendencia descriptiva, Karzulovic & García (1978, 1979) recopilan y analizan información existente sobre los recursos hídricos a la fecha del estudio, no generan nueva información pero recopilan una gran cantidad de datos históricos que son integrados en estudios posteriores.

En los años 80 aparecen los primeros estudios basados en modelos hidrológicos de registro y análisis estadísticos para evaluar el balance hídrico, como el estudio realizado por IRH (1983). Con respecto de las aguas subterráneas de la cuenca, IPLA (1986) confeccionó

el mapa hidrogeológico de Chile a escala 1:2.500.000 y 1:1.000.000 donde se caracteriza la piezometría del acuífero. Durante la misma década además, se comenzó a analizar las estaciones de monitoreo hidrometeorológicas y piezométricas de la DGA. Ejemplos de estos son las publicaciones de CIVILES *et al.* (1985) y Álamos y Peralta Ingenieros Consultores Ltda. (1987), donde realizan un análisis crítico de la red hidrometeorológica y de calidad del agua del sector.

DGA (1987) realiza un balance hidrológico por región y cuenca, calculado en las regiones I y II para el periodo entre 1961 y 1980; los resultados corresponden a promedios anuales en el período para cada variable hidrometeorológica y se basan en información de cartografía y mapas a gran escala.

Como en muchas zonas áridas del mundo, el agua subterránea constituye el principal recurso hídrico importante, en este sentido Grilli *et al.* (1999) estima la edad de los acuíferos entre 5000 y 10000 años lo que lleva a considerar al agua subterránea de la región como un recurso no renovable.

A partir del año 2000, con el inicio de los mega proyectos del cobre, aparecen los primeros EIA que aportan con datos y modelos hidrológicos en la zona.

Los estudios se han focalizado en definir la recarga y, en menor medida, volúmenes disponibles, lo cual ha determinado un grado alto de incertidumbre debido a la ausencia de datos. No existe una visión clara de la evolución de los niveles de los acuíferos y predicción a corto, medio y largo plazo (Lictevout *et al.*, 2013).

2.2 Balances Hídricos

Risacher *et al.* (1998) estima la precipitación y evaporación medias anuales. Acosta & Custodio (2008) postulan que, a largo plazo, la evaporación y la precipitación constituyen las únicas salidas y entradas del sistema respectivamente. Respecto del volumen almacenado en el acuífero, Hargis & Montgomery (1981) describen que no existen fluctuaciones a largo plazo, el agua se infiltra para recargar el acuífero y luego es evaporada en el Salar.

En términos generales se han realizado tres balances hídricos en esta cuenca en las últimas dos décadas: JICA (1995), Acosta (2004) y Muñoz (2009). Todos ellos llegaron a resultados del mismo orden de magnitud y con una discrepancia positiva entendida como la diferencia entre las entradas del sistema (recarga) y las pérdidas (descarga) (ver Ecuación 2.1), diferencia que bien puede explicarse por la metodología usada o su aplicación, puesto que si el almacenamiento de la cuenca (S) variase de la forma en que concluyen estos autores, las lagunas del Salar hubiesen aumentado considerablemente su tamaño a lo largo del tiempo, hecho que no ha ocurrido en la realidad. Además, tal como lo plantea DGA

(1987), la variación en el almacenamiento de la cuenca en el largo plazo se puede despreciar. Todos los autores trabajaron con valores medios anuales de las variables hidrometeorológicas. Muñoz (2009) sugiere realizar nuevos estudios para estimar la recarga de la cuenca, como balance de elementos conservativos y modelación hidrológica. Las grandes diferencias se deben también a la ventana de tiempo para el análisis de cada uno; JICA (1995) considera el periodo entre 1976 y 1984, Acosta (2004) entre 1961 y 2000 y Muñoz (2009) entre 1961 y 2005.

$$Balance = \frac{\partial S}{\partial t} = Recarga - Descarga \quad (2.1)$$

En la Tabla 2.1 se muestra modo general los resultados de los balances especificados.

Tabla 2.1: Resultados de balances previos.

Variable/Estudio	JICA & DGA, 1995	Acosta, 2004	Muñoz, 2009
Recarga media (L/s)	809	1579.1	1158.2
Descarga total (L/s)	575	1200	875.1
Balance (L/s)	234	379.1	283.1
Porcentaje de discrepancia*	29%	24%	24%

* Porcentaje de discrepancia con respecto al valor de las entradas del sistema.

El informe de JICA (1995) estima y concluye que 575 l/s es el máximo potencial de desarrollo de recursos de agua, sin embargo, añade que cualquier extracción de agua subterránea reducirá o secará las áreas de la laguna para mantener el balance hidrológico de la cuenca, lo que puede tener efectos adversos en la ecología de los flamencos. La recarga es estimada en base a un coeficiente de escorrentía, calibrado con caudales medios anuales, en conjunto con la precipitación media anual, la que a su vez se considera como recarga subterránea de la cuenca. La descarga del sistema la asumen como evaporación del área de lagos y el balance resultante de la Ecuación 2.1 lo interpretan como una descarga de agua subterránea hacia la Pampa del Tamarugal (hipótesis no comprobada hasta el momento). En el ámbito de aguas subterráneas generan grandes aportes, identificando un acuífero no confinado en la formación Collacagua de las planicies del Salar del Huasco, éste tiene un área de 126 km² y un almacenamiento total de 465 Mm³, su espesor varía entre 130 y 210 m, la permeabilidad se estima en 2.6·10⁻³cm/s y 0.99 el rendimiento específico.

2.3 Modelo TOPMODEL

El modelo de simulación hidrológica TOPMODEL reproduce el comportamiento de una cuenca de manera distribuida o semi-distribuida, en particular, la dinámica de las

áreas contribuyentes al flujo en superficie y sub-superficie. El modelo ya ha sido usado anteriormente en un trabajo de título en la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile (Orb Riveros, 2008) debido a la utilidad en predicción distribuida de saturación, infiltración, exceso de escorrentía y flujo sub superficial con un número pequeño de parámetros y además por la simpleza de los datos hidrometeorológicos de entrada que corresponden a series temporales de precipitación y evapotranspiración potencial.

2.3.1 Objetivos del modelo

El modelo se basa en algunas teorías hidrológicas simples y aproximadas, sin embargo reconoce que debido a la falta de mediciones de variables de estado propias de la cuenca así como las características propias de ella, la representación de la respuesta hidrológica interna de la cuenca debe ser necesariamente de carácter funcional e introduciendo la cantidad mínima posible de parámetros a calibrar, de forma que sean físicamente interpretables.

TOPMODEL modela la escorrentía de manera “perceptiva”, vale decir, considerando que los procesos hidrológicos varían espacial y temporalmente, ejemplos de estas variaciones son la interacción entre vegetación y lluvia que puede llevar a entradas no uniformes en la capa superior del suelo, heterogeneidades de la roca y el suelo pueden complicar los flujos superficiales causando fenómenos de flujos preferenciales como piping o “fingering”. La tendencia del agua a fluir gravitacionalmente ladera abajo resulta en un nivel freático cuasi-paralelo a la topografía superficial en la mayoría de los casos, o al menos cuando las condiciones son lo suficientemente húmedas para garantizar flujo en la zona saturada (Singh *et al.*, 1995).

Un concepto fundamental para el funcionamiento de TOPMODEL es el índice topográfico y representa lo propenso que es un punto de la cuenca a desarrollar condiciones saturadas y su incorporación al modelo genera facilidades computacionales ya que todos los puntos que tienen el mismo valor del índice, se suponen con el mismo comportamiento hidrológico, por lo que el cálculo para generar un patrón en el espacio del nivel local de la napa de agua se reduce a un solo cálculo por cada índice topográfico. Matemáticamente, se calcula localmente para cada cuadrícula i correspondiente a la discretización espacial de la cuenca según:

$$(\ln(a/\tan(\beta))) \tag{2.2}$$

donde a es el área de la ladera por unidad de largo del contorno (m^2) que drena por el punto i y $\tan(\beta)$ es la pendiente topográfica local (ver Figura 2.1).

TOPMODEL es un modelo de Precipitación-Escorrentía que basa las predicciones distribuidas en el análisis topográfico de la cuenca. Predice la saturación, infiltración, exceso de escorrentía y flujo sub superficial con un número pequeño de parámetros (Singh *et al.*, 1995). Los datos de entrada corresponden a series temporales de caudal, precipitación y

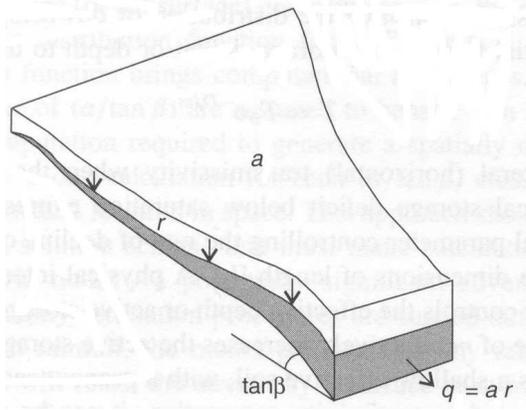


Figura 2.1: Esquema del área contribuyente ladera arriba de un punto. Fuente: Beven (2000).

evapotranspiración potencial, distribución del índice topográfico y una función de retardo para rastrear los escurrimientos superficiales por la cuenca.

El modelo ha sido aplicado en cuencas pluviales sin largos períodos de sequía, en cuencas grandes y pequeñas (< 100 a 8500 km^2), con pendientes altas y bajas, con áreas forestales y praderas, obteniendo buenos resultados para distintos tamaños de la discretización de la topografía (60 a 480 m) en la obtención de la distribución del índice topográfico (Fedak, 1999; Franchini *et al.*, 1996). Por el amplio rango de aplicaciones encontrado, el número reducido de parámetros a calibrar y la información requerida, este modelo fue seleccionado para la simulación hidrológica de la cuenca del salar del Huasco. Además al haber sido utilizado en otros estudios en la Universidad de Chile resulta atractivo conocer su potencialidad para su uso con fines docentes (Orb Riveros, 2008).

TOPMODEL, además, es capaz de simular la escorrentía distinguiendo entre sus componentes: superficial (q_0) y sub-superficial (q_s) (Ver Figura 2.2), sin embargo no predice el flujo subterráneo a través del acuífero profundo (“Baseflow” en la Figura 2.2). A su vez distingue el flujo superficial por exceso de infiltración ($flex$) y el flujo por exceso de saturación (seo), ambos conforman el flujo superficial. La escorrentía simulada (Q) es la suma de todas estas componentes a la salida de la cuenca; es decir: $Q = q_0 + q_s$.

El tercer supuesto fundamental y del cual se derivan ventajas de muchas simplificaciones matemáticas postula que:

3 La distribución ladera abajo de la transmisividad con la profundidad depende exponencialmente del déficit de almacenamiento o profundidad del nivel de la napa.

$$T = T_0 \cdot e^{\frac{-S}{m}} \quad (2.3)$$

donde T_0 es la transmisividad lateral cuando el suelo está saturado (m^2/s), S el déficit de almacenamiento local (m) y m (m) un parámetro del modelo que controla el decaimiento exponencial de la transmisividad con la profundidad.

Beven (1986) ha mostrado que la función de transmisividad exponencial equivalente en términos de la profundidad de la napa de agua puede ser derivada al considerar isotropía como

$$T = T_0 \cdot e^{-fz} \quad (2.4)$$

donde z es la profundidad local de la napa (m) y f un parámetro de escalamiento (m^{-1}). Los parámetros f y m están relacionados por $f = \frac{\Delta\theta_1}{m}$ donde $\Delta\theta_1$ (-) es el cambio volumétrico en el contenido de agua por unidad de profundidad en la zona no saturada debido al drenaje gravitacional rápido.

La tasa de flujo saturado sub superficial por unidad de longitud de contorno (m^2/h) ladera abajo, bajo el supuesto 2 y flujo paralelo a pendiente topográfica local, se describe como:

$$q_i = T_0 \tan(\beta) e^{-fz_i} \quad (2.5)$$

donde T_0 y $\tan(\beta)$ son valores locales en un punto i cualquiera.

El último supuesto del modelo es:

4 La tasa de recarga a la napa r (m/h) es espacialmente homogénea.

De esta forma q_i queda dado por:

$$q_i = ra \quad (2.6)$$

donde a es el área de la ladera por unidad de largo del contorno (m^2) que drena por el punto i (ver Figura 2.3).

Combinando las ecuaciones 2.5 y 2.6, se deriva la siguiente ecuación donde se puede visualizar la relación entre el índice topográfico local ($\ln(a/\tan(\beta))$) con el resto de los parámetros:

$$z_i = -\frac{1}{f} \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan(\beta)}\right) \quad (2.7)$$

El valor medio de la profundidad de la napa se obtiene integrando la ecuación 2.7 sobre el área total de la cuenca que contribuye, éste se expresará en términos de la sumatoria sobre todos los puntos (o píxeles) en la cuenca:

$$\bar{z} = \frac{1}{A} \sum_i \ln\left(\frac{ra}{T_0 \tan(\beta)}\right) \quad (2.8)$$

Usando la ecuación 2.7 en la ecuación 2.8 y asumiendo que r es constante espacialmente, se puede encontrar la siguiente relación:

$$\bar{z} = z_i - \frac{1}{f} [\gamma - \ln\left(\frac{a}{T_0 \tan(\beta)}\right)] \quad (2.9)$$

donde $\ln\left(\frac{a}{T_0 \tan(\beta)}\right)$ es el índice topográfico del suelo de Beven (1986) y $\gamma = \frac{1}{A} \sum_i \ln\left(\frac{a}{T_0 \tan(\beta)}\right)$ es una constante topográfica para la cuenca.

Definiendo un valor promedio de la transmisividad, separándola por área, como:

$$\ln(T_e) = \frac{1}{A} \sum_i \ln(T_0) \quad (2.10)$$

Reordenando se tiene que:

$$f(\bar{z} - z_i) = \left[\ln\left(\frac{a}{T_0 \tan(\beta)}\right) - \gamma\right] - [\ln(T_0) - \ln(T_e)] \quad (2.11)$$

La ecuación 2.11 puede ser escrita en términos del déficit de almacenamiento como:

$$\frac{\bar{S} - S_i}{m} = \left[\ln\left(\frac{a}{\tan(\beta)}\right) - \gamma \right] - [\ln(T_0) - \ln(T_e)] \quad (2.12)$$

Las ecuaciones 2.11 y 2.12 expresan la desviación entre la profundidad promedio de la napa en la cuenca y el valor local en cualquier punto en términos de la diferencia local del índice topográfico con su media en el área, y la diferencia del logaritmo de la transmisividad local con su valor integrado en el área. Además la ecuación 2.12 implica que cada par de puntos que tengan el mismo índice topográfico de suelo, $\ln\left(\frac{a}{T_0 \tan(\beta)}\right)$, se comportan funcionalmente de manera idéntica, o sea, éste es un índice de similitud hidrológica.

En el caso que la ecuación 2.11 prediga un nivel de la napa de agua local sobre la superficie ($z_i < 0$), o sobre un límite de capilaridad específico ($z_i - \psi_0$), se traduce en que en tales áreas existe un flujo saturado superficial. Las áreas saturadas son variables y son la fuente de la escorrentía superficial modelada ya que cualquier lluvia que caiga sobre estas áreas se transformará en escorrentía junto con el exceso de precipitación que se requiere para llenar las áreas donde la profundidad de la napa z_i es pequeña. La ecuación 2.12 también puede ser usada para predecir el patrón de áreas sub superficiales contribuyentes a la napa, o el flujo a través de diferentes horizontes de suelo si estos son definidos por un valor umbral de la profundidad de la napa.

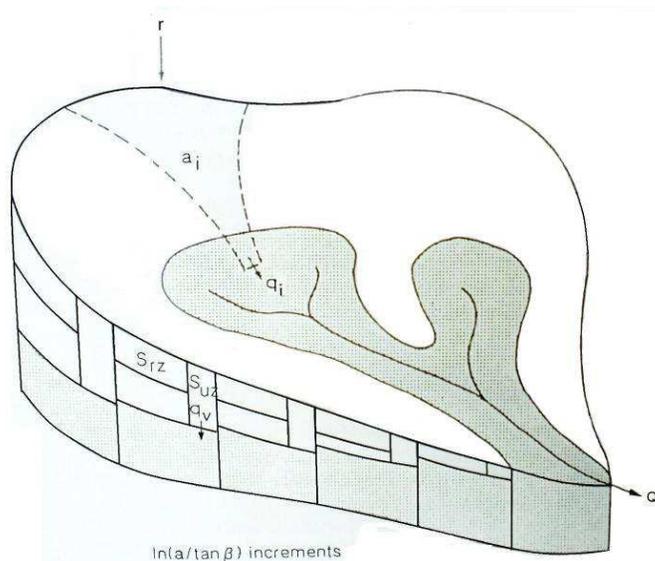


Figura 2.3: Esquema representativo de los elementos del modelo. Fuente: Singh *et al.* (1995).

2.3.3 Organización de los estanques de almacenamiento

TOPMODEL adopta un almacenamiento no lineal en la zona saturada y representaciones lineales en los otros estanques más dinámicos ya que la respuesta de la zona saturada es la más lenta (Kirkby *et al.*, 1975) y la forma del hidrograma de salida es mayormente controlada por este estanque (Beven & Kirkby, 1979; Kirkby *et al.*, 1975).

La estructura de los estanques, donde la saturación es expresada en términos de la profundidad de la napa, se presenta en la Figura 2.4.



Figura 2.4: Esquema vertical de los elementos de almacenamiento. Fuente: Singh *et al.* (1995).

La noción de una zona no activa de suelo refleja el concepto de capacidad de campo. El flujo vertical desde la zona de raíces hasta la napa ocurre siempre y cuando la capacidad de campo haya sido satisfecha. La conversión más simple entre el déficit de almacenamiento debido al drenaje y la profundidad de la napa, asume que el drenaje gravitacional rápido afecta solo a los poros más grandes, hasta la capacidad de campo, y que la diferencia del almacenamiento entre la saturación y la capacidad de campo no cambia con la profundidad. Esto resulta en el escalamiento lineal:

$$s_i = (\theta_s - \theta_{fc})(z_i - \psi_0) = \Delta\theta_1(z_i - \psi_0) \quad (2.13)$$

donde θ_s es el contenido de humedad en la saturación, θ_{fc} el contenido de humedad a la capacidad de campo, $\Delta\theta_1$ la porosidad efectiva drenada y ψ_0 la profundidad efectiva de la

capilaridad en la saturación.

2.3.4 Flujos en la zona no saturada

La modelación de estos flujos corresponde al caudal de percolación y la evapotranspiración.

Caudal de percolación

Es esencialmente vertical desde la zona no saturada y usa un desfase temporal dependiente del déficit de almacenamiento o una ecuación de flujo basada en la conductividad hidráulica. Se considera el drenaje vertical q_v para cada clase de índice topográfico según:

$$q_v = \frac{S_{uz}}{S_i t_d} \quad (2.14)$$

donde S_{uz} es el almacenamiento en la zona no saturada, S_i el déficit de almacenamiento en la zona saturada debido al drenaje gravitacional dependiente de la profundidad de la napa y t_d un parámetro constante temporal.

Otra forma es considerar que el caudal que percola se debe a un flujo de Darcy en la base de la zona no saturada, que asumiendo una conductividad hidráulica exponencial queda como:

$$q_v = K_0 e^{-f z_i} \quad (2.15)$$

donde K_0 es la conductividad hidráulica saturada en la superficie y z_i la profundidad local de la napa.

Para evaluar el balance promedio de agua en la cuenca se deben sumar todas las recargas locales q_v . Si Q_v es la recarga total a la napa en cualquier instante de tiempo, se representa como:

$$Q_v = \sum_{i=1}^n \ln(T_0) q_{v,i} A_i \quad (2.16)$$

donde A_i es la fracción de área asociada a la clase de índice topográfico i con respecto al área total de la cuenca.

Evapotranspiración

Si la evapotranspiración (E_a) no puede ser especificada directamente, ésta es estimada en base a la evapotranspiración potencial (E_p) y a la humedad en la zona del estanque. Se

distinguen 2 casos:

- 1 Zona de drenaje gravitacional no agotada: La evapotranspiración se considera igual a la potencial (E_p).
- 2 Zona de drenaje gravitacional agotada: La evapotranspiración continúa a una tasa (E_a) hasta agotar el almacenamiento en la zona de raíces según la ecuación:

$$E_a = E_p \left(1 - \frac{S_{rz}}{S_{r_{max}}}\right) \quad (2.17)$$

donde S_{rz} y $S_{r_{max}}$ son el déficit de almacenamiento en la zona de raíces y el déficit de almacenamiento máximo permitido, respectivamente. S_{rz} adopta valores entre 0 y $S_{r_{max}}$.

2.3.5 Flujos en la zona saturada

Lo que sale de la zona saturada está dado por el término de flujo base Q_b . Éste puede ser calculado por la suma de flujos sub superficiales a través de cada uno de los L tramos de cauce natural de longitud l . De esta forma la ecuación 2.5 se puede escribir como:

$$Q_b = \sum_{j=1}^L l_j (T_0 \tan(\beta)) e^{-fz_j} \quad (2.18)$$

Reemplazado z_j de la ecuación 2.10 y reordenando se tiene que:

$$Q_b = Q_0 e^{-f\bar{z}} \quad (2.19)$$

donde $Q_0 = Ae^{-\gamma}$ es el flujo cuando $\bar{z} = 0$ y A es el área total de la cuenca (m^2). La ecuación anterior puede ser utilizada para iniciar los valores de la zona saturada en la primera simulación del modelo, puesto que si se conoce la descarga inicial y se supone que se debe solo al drenaje desde la zona saturada, la ecuación 2.19 se invierte para obtener un valor de $\bar{z}_{t=0}$.

El promedio del déficit de almacenamiento en la cuenca antes de cada intervalo de tiempo es actualizado restando la recarga de la zona no saturada y añadiendo el flujo base calculado en el intervalo de tiempo anterior, entonces:

$$\bar{z}_t = \bar{z}_{t-1} + \Delta\theta_1 (Q_{b_{t-1}} - Q_{v_{t-1}}) \quad (2.20)$$

2.3.6 Tránsito en el canal y estructura de la cuenca

En TOPMODEL se utiliza una función de retardo del flujo superficial y una función de tránsito en el canal. El tiempo que tarda el flujo superficial en llegar al punto de salida de la cuenca está dado por:

$$t_i = \sum_{i=1}^N \frac{x_i}{\nu \tan(\beta_i)} \quad (2.21)$$

donde x_i es el largo y $\tan(\beta_i)$ la pendiente del i -ésimo segmento de un tramo de cauce natural comprendido de N segmentos. La función de tránsito del canal corresponde a la velocidad ν (m/h) que se considera constante. La ecuación 2.21 permite que se derive un único histograma del retardo de la cuenca, basándose en la topografía, para cualquier área contribuyente a la escorrentía. Esto es similar al método de tránsito tiempo-área de Clark (1945).

2.3.7 Índice Topográfico

Para obtener la distribución del índice topográfico en una cuenca se utiliza un programa de Análisis Digital del Terreno que obtiene la información topográfica desde un archivo ráster de la cuenca y determina el índice topográfico mediante un algoritmo de dirección múltiple del flujo, basado en la distribución del área de los elementos de la grilla ladera abajo.

2.3.8 Calibración del modelo

La versión de TOPMODEL a utilizar en la simulación se encuentra en el sitio del grupo de CRAN R-Proyect ¹. Los parámetros del modelo junto con su significado se presentan en la siguiente tabla.

¹Disponible en el repositorio de paquetes de R: <https://cran.r-project.org/web/packages/topmodel/index.html>

Tabla 2.2: Descripción de los parámetros del modelo.

Parámetro	Unidad	Significado
m	m	Controla la profundidad efectiva del nivel freático en el perfil del suelo en conjunto con el parámetro T_e
$\ln(T_e)$	m ² /h	Logaritmo natural de la transmisividad lateral promediada por unidad de área del suelo. T_e define la transmisividad promedio superficial del perfil cuando se satura hasta la superficie
$S_{r_{max}}$	m	Déficit máximo de almacenamiento en la zona de raíces
S_{r_0}	m	Déficit de almacenamiento inicial
V_r	m/h	Velocidad de tránsito del canal
t_d	h/m	Retraso de tiempo de la zona no saturada por unidad de déficit de almacenamiento
k_0	m/h	Conductividad hidráulica vertical
CD	m	Ascenso capilar
q_{s_0}	m/h	Caudal superficial inicial por unidad de área
dt	h	Paso de tiempo de simulación

Los parámetros que efectivamente necesitan de calibración son m , $\ln(T_e)$, $S_{r_{max}}$, V_r y t_d puesto que S_{r_0} y q_{s_0} corresponden a condiciones iniciales; S_{r_0} se inicializa en condición seca al inicio del año hidrológico igual a $S_{r_{max}}$ y q_{s_0} se obtiene según la metodología detallada en la sección 5.1. k_0 y CD corresponden a condiciones intrínsecas de la cuenca y dt se escoge como paso de tiempo en la simulación.

Capítulo 3

Caracterización de la zona de estudio

Para estimar el balance hídrico en la cuenca del salar del Huasco es necesario caracterizar la zona para luego obtener los parámetros y datos de entrada para el modelo. A continuación se presenta cómo se construyó la información requerida.

3.1 Descripción general

La cuenca del salar del Huasco se ubica en la franja del Altiplano - Puna de Chile, inserta en la Cordillera de Los Andes de la Región de Tarapacá (Figura 3.1). Esta región se ubica entre los 18°56' y los 21°36' de latitud sur y desde los 68°24' de longitud oeste hasta el océano Pacífico. Al norte limita con la Región de Arica y Parinacota, al sur con la Región de Antofagasta, al este con Bolivia y al oeste con el océano Pacífico, mientras que su superficie alcanza los 42.226 km².

3.2 Clima

La cuenca del Salar del Huasco se ve influida por dos climas, el de tundra por efecto de altura con precipitación estival (o de estepa de altura), y el desértico frío o marginal de altura. El primero de estos climas ocupa la mitad norte de la cuenca, además de toda la parte oriental, y se caracteriza por presentar temperaturas medias que no superan los 5°C y una amplia oscilación térmica entre el día y la noche. En el Salar del Huasco las temperaturas mínimas alcanzan los -20°C en los meses de invierno (Junio - Septiembre) y las máximas son levemente superiores a los 20°C en los meses de verano (Diciembre - Febrero) (Muñoz, 2009). En este clima las precipitaciones más importantes ocurren durante las tardes de verano (Diciembre - Marzo), y son de origen convectivo, provenientes del ascenso de masas de aire cargadas de humedad desde la ladera oriente de la Cordillera de los Andes, con origen en la cuenca del Amazonas y el Atlántico. Este fenómeno es conocido como “Invierno Altiplánico” y en algunos sectores las precipitaciones superan los 400 mm/año, presentando una disminución hacia el sur. En la zona del Salar del Huasco la precipitación media anual varía entre 100 y 150 mm, dependiendo de la altura (Muñoz, 2009).

El clima desértico frío se presenta sobre los 2000 msnm y alcanza la parte surponiente del Salar del Huasco. Se caracteriza por presentar precipitaciones en verano, aunque no tan abundantes como en el clima de estepa, pero que permite la subsistencia de una incipiente vegetación. En promedio se ha observado que éstas varían entre 20 y 150 mm al año,

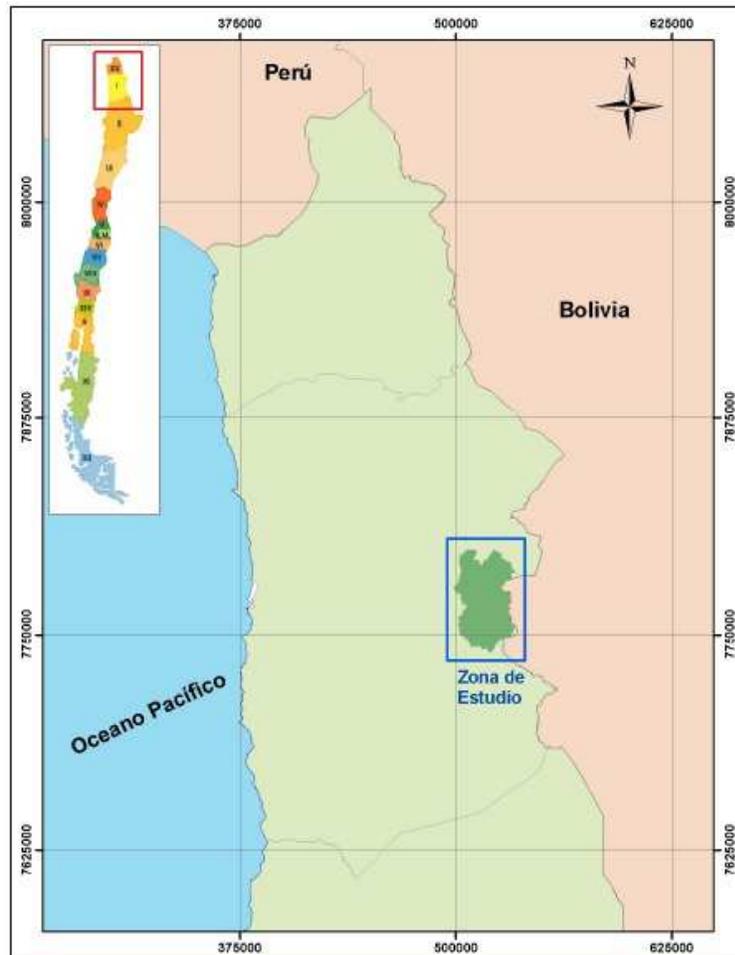


Figura 3.1: Ubicación general de la zona en estudio. Fuente: Muñoz (2009).

dependiendo de la altura, del mismo modo que las temperaturas que en promedio oscilan entre los 4 y los 14°C (Muñoz, 2009).

3.3 Estaciones pluviométricas

En la zona cercana a la cuenca del salar del Huasco existe una red de estaciones pluviométricas, tales estaciones pertenecen a la DGA, al convenio PUC-DGA y a la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi (CMDIC). La ubicación de éstas se esquematizan en la Tabla 3.1 y en la Figura 3.2.

Tabla 3.1: Estaciones pluviométricas de la zona

Fuente	Nombre	Coordenadas UTM (PSAD 1956)		Altitud
		Este [m]	Norte [m]	
PUC-DGA	Huasco en Silillica	527391	7769899	4270
PUC-DGA	Huasco en Alto del Huasco	511186	7752919	3874
PUC-DGA	Huasco en Diablo Marca	503293	7776982	4603
DGA	Cancosa	538377	7797670	3800
DGA	Huaytani	540213	7788242	3720
DGA	Collacagua	517429	7782949	3990
DGA	Pampa Lirima	510470	7805086	3940
DGA	Lagunillas (Pampa Lirima)	515706	7805083	3940
CMDIC	Coposa	535914	7697202	3855
CMDIC	Rosario	533065	7680751	4731
CMDIC	Salar Michincha	546649	7680511	4131
CMDIC	Pampa Ujina	541679	7681441	4179
CMDIC	Salar Coposa	530540	7713468	3756
CMDIC	Mina Ujina	537736	7679339	4400

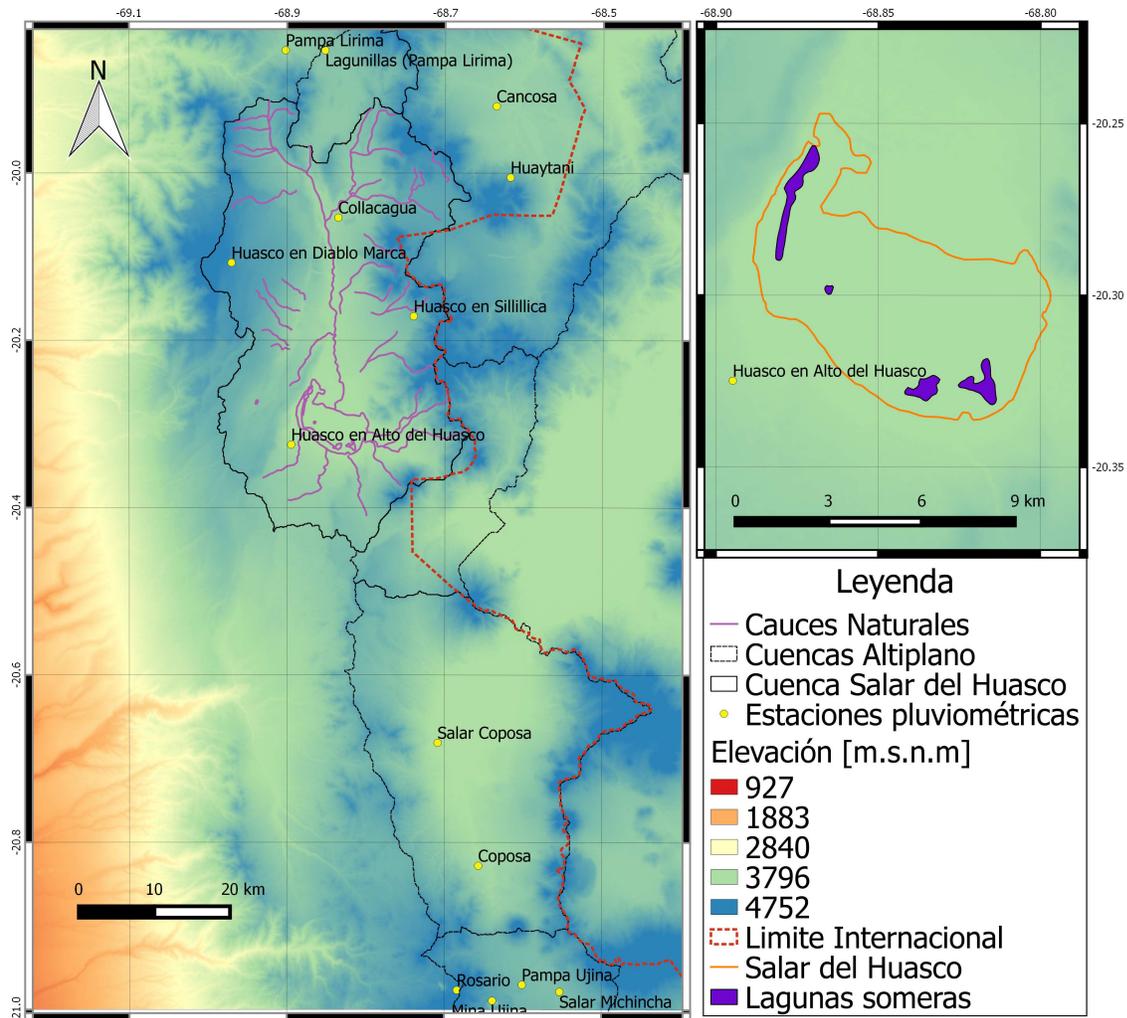


Figura 3.2: Red pluviométrica en la zona.

3.4 Descripción hidrogeológica y propiedades del suelo

La cuenca del Salar del Huasco es una depresión geológica estructural con forma ovoide, elongada hacia el Norte y hacia el Sur, bordeada por montañas compuestas por un complejo de rocas sedimentarias, e ígneas.

Existen tres unidades hidrogeológicas básicas que conforman el sistema acuífero del Salar del Huasco: un acuífero superior constituido por los Depósitos Recientes y la Unidad Superior de la Formación (Fm.) Collacagua; un acuífero medio instalado en las unidades Media e Inferior de la Fm. Collacagua; y un acuífero inferior formado en la Ignimbrita Huasco y los estratovolcanes de la Fm. Sillillica (Ver Figura 3.3).

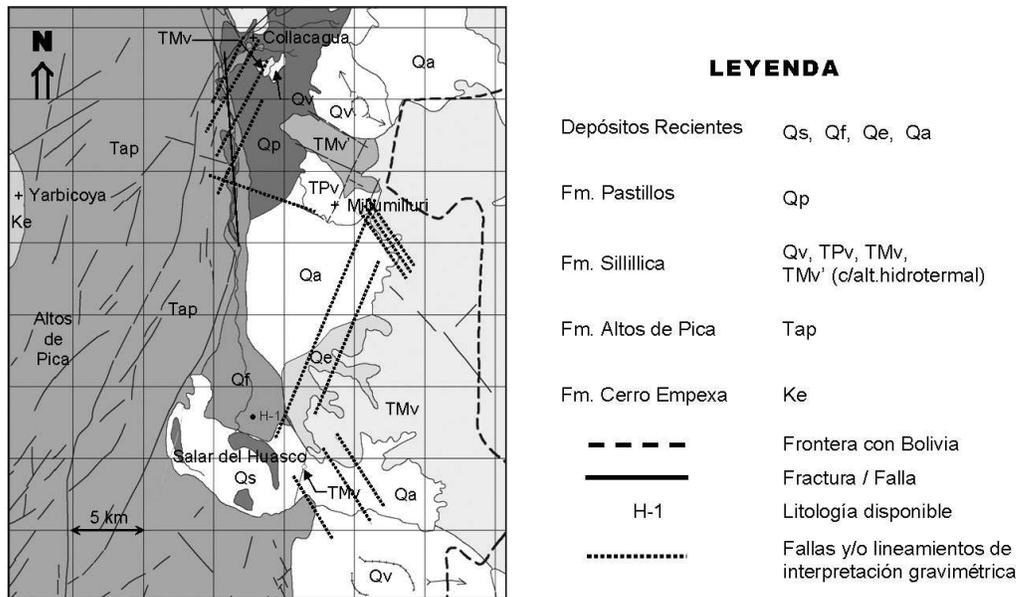


Figura 3.3: Mapa geológico de la zona. Fuente: Acosta & Custodio (2008)

Los antecedentes revisados para considerar la transmisividad lateral del acuífero superior difieren levemente según la fuente consultada. Acosta & Custodio (2008) postulan que el acuífero superior presenta un espesor saturado mínimo de aproximadamente 20 [m] en la zona del humedal cercano al Salar y máximo de 70 [m] en el sector bajo de Pampa Batea, mientras que la conductividad hidráulica horizontal (k_h) varía entre 10 [m/d] en el sector de Sillillica Norte y 40 [m/d] en el margen nordeste de este acuífero, a la altura del Cerro Batea.

Muñoz (2009), en cambio, estima las transmisividades laterales a partir de pruebas de bombeo o resultados obtenidos por Collahuasi GP Consultores (2003) en pozos distribuidos sobre las pampas denominadas Batea, Peña Blanca, Sillillica y Rinconada, y sobre el lecho del Río Collacagua. Los rangos según el sector considerado se exponen en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2: Transmisividad lateral del acuífero superior. Fuente: Muñoz (2009)

Sector	Transmisividad lateral [m ² /d]	
	Mínimo	Máximo
Pampa Sillillica	3.946	5.357
Pampa Rinconada	2.837	3.946
Sillillica Norte	12.211	114
Pampa Peña Blanca y Pampa Batea	314	376
Río Batea y Caserío Collacagua	4.464	5.774

La conductividad hidráulica vertical (k_0) varía según el tipo de suelo según la Figura 3.4.

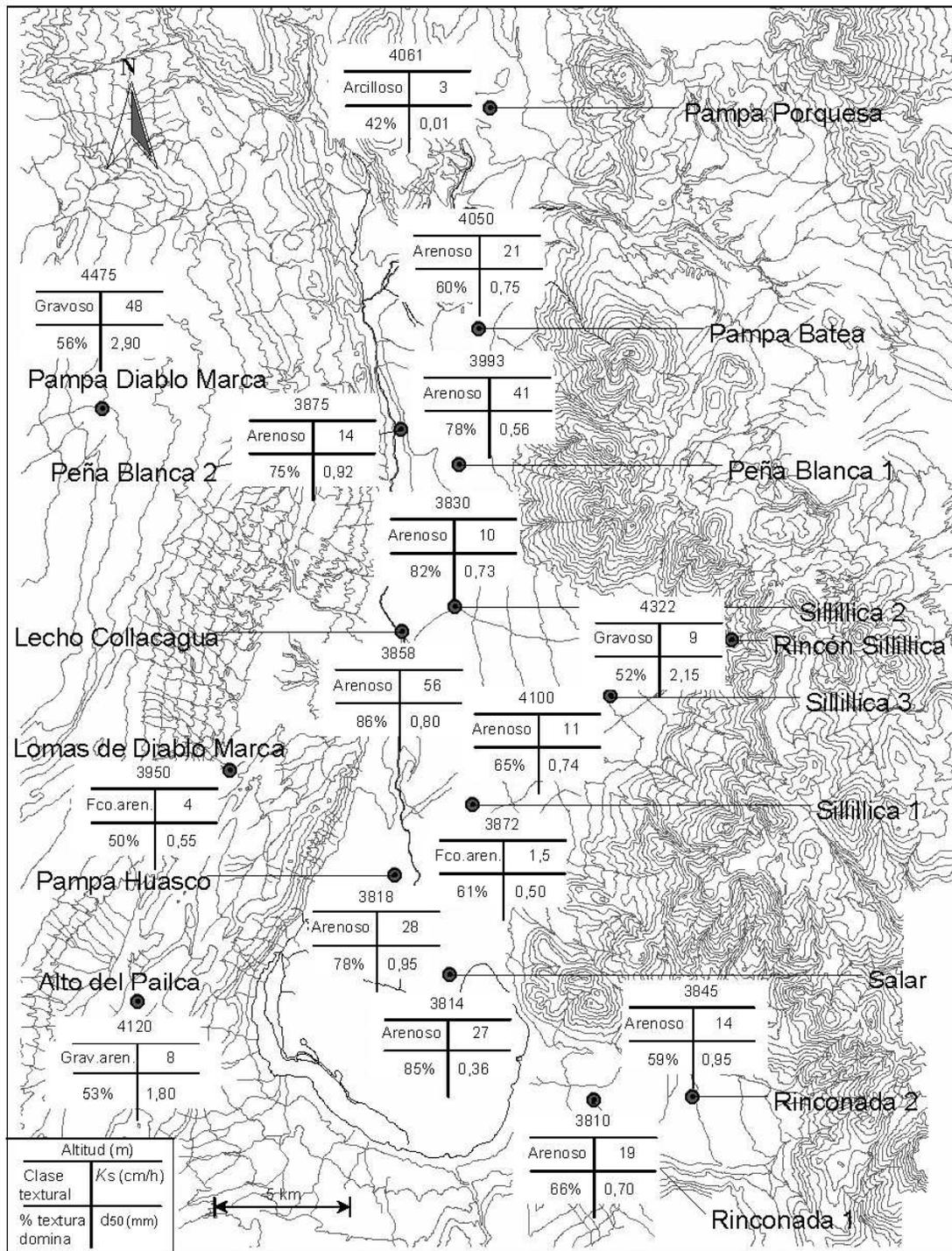


Figura 3.4: Resumen esquemático de los parámetros y tipo de suelo en la zona. Fuente: Acosta & Custodio (2008).

Los análisis granulométricos del lecho del río y de los depósitos de salar indican una porosidad drenable de 0.27 (arena gruesa) y de 0.25 (arena franca) (Acosta & Custodio, 2008).

En la Figura 3.5 se muestra una distribución del uso de suelo en la cuenca en cuanto al tipo de vegetación extraído desde la base de datos de la Infraestructura de Datos Geospaciales (IDE) de Chile¹. Notar que las superficies corresponden a una clasificación de las zonas con la vegetación en su máximo potencial.

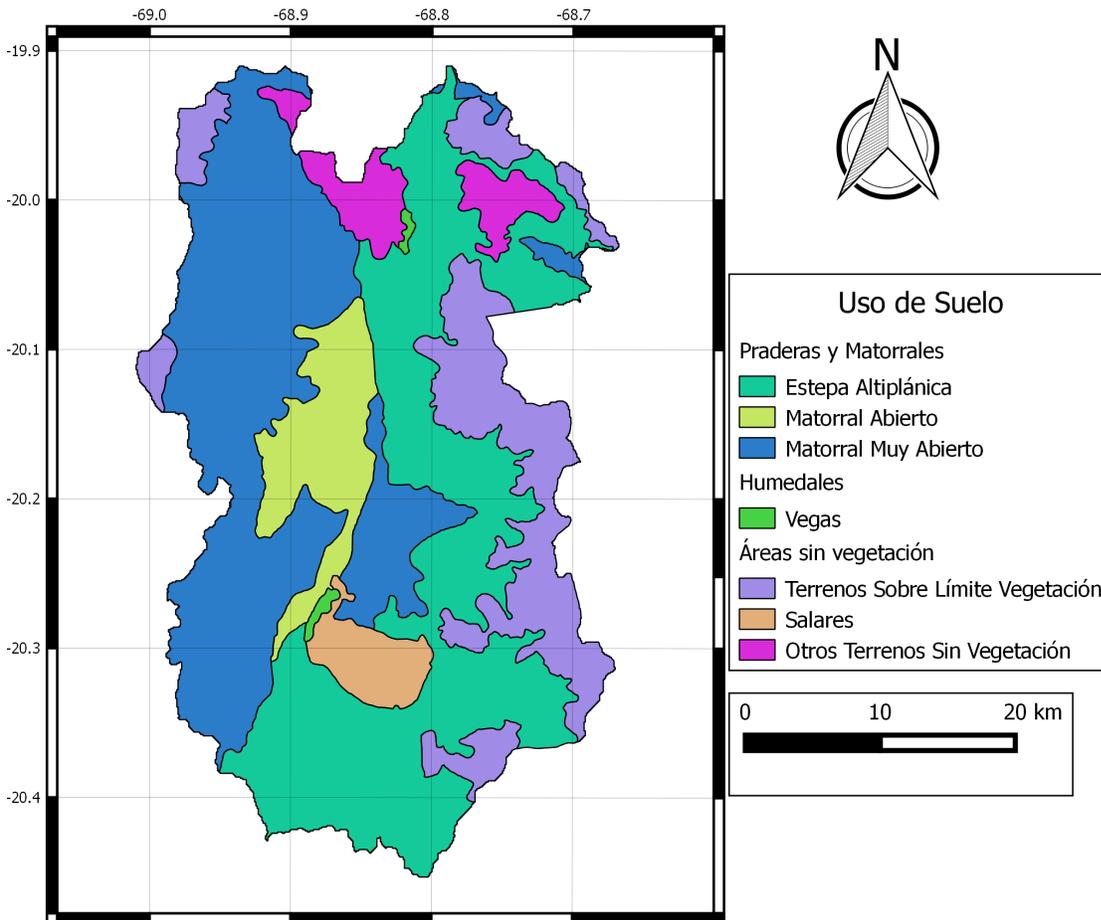


Figura 3.5: Uso de suelo según vegetación en la zona de estudio. Fuente: Elaboración propia a partir de base de datos de IDE Chile.

3.5 Delimitación de la cuenca

La cuenca en estudio se delimitó a partir de archivos de elevación digital ASTER GDEM² de resolución espacial 30x30m y ocupando el software GRASS GIS. El algoritmo

¹Disponible en: <http://www.ide.cl/descarga/capas/category/medio-ambiente.html>

²Disponibles en: <http://www.jspacesystems.or.jp/ersdac/GDEM/E/index.html>

para generar la cuenca corresponde al de flujo múltiple a partir de un punto ubicado en la laguna del salar con coordenadas 513732.94 [mE], 7754605.97 [mN] (coordenadas UTM en la zona 19S PSAD 1956).

Cabe recalcar que la cuenca se delimitó acotándola por el límite con la cuenca de Lagunillas. Las cuencas del salar de Huasco y la de Lagunillas han sido consideradas por Niemeyer & Cereceda (1984), entre otras fuentes, como un único sistema hidrográfico, asumiendo que están conectadas superficialmente. Sin embargo, se ha demostrado lo contrario mediante el trazado de líneas de isocota (Muñoz, 2009), hecho que se puede apreciar en la Figura 3.6.

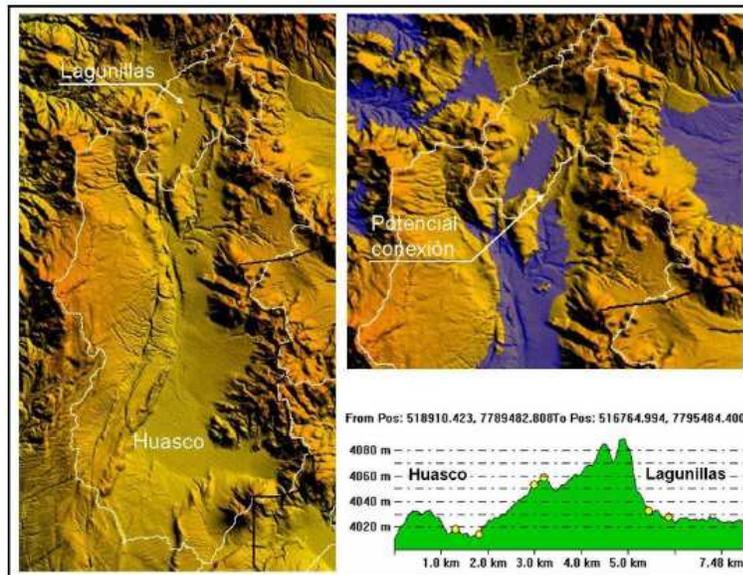


Figura 3.6: A la izquierda, vista en planta de las cuencas del salar de Huasco y de Lagunillas. A la derecha arriba zona de potencial conexión entre ambas cuencas (punto más bajo del límite Huasco - Lagunillas), abajo derecha perfil trazado entre ambas por la zona en cuestión. Fuente: Muñoz (2009).

La Figura 3.7 representa la delimitación definitiva de la cuenca que consta de una superficie total de 1465 km². Notar que debido a la mayor resolución del archivo de elevación digital utilizado en comparación con Muñoz (2009), la cuenca delimitada en este estudio, en su límite oriente, se ajusta al límite internacional con Argentina.

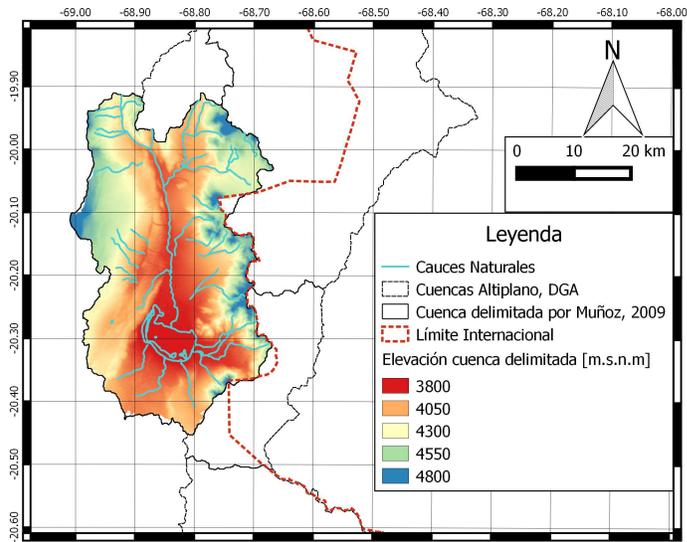


Figura 3.7: Cuenca del Salar del Huasco

Capítulo 4

Modelación hidrológica

TOPMODEL asume la transmisividad lateral y los datos de entrada (precipitación y evapotranspiración potencial) como constantes y uniformes en la cuenca.

Con el fin de representar la variabilidad espacial de estos parámetros no considerados por el modelo, se delimitaron 5 subcuencas con coordenadas de salida ubicadas en el perímetro del salar. Estas subcuencas son el resultado de la delimitación de subcuencas cada 10% de longitud a lo largo del perímetro del Salar. Dada la topografía muy plana en el sector del Salar y la resolución de 30m x 30m del DEM utilizado muchas de éstas subcuencas se encuentran incluidas en otras, por lo que finalmente se obtuvieron las 5 representadas en la Figura 4.1 que además en conjunto representan el mayor aporte de flujos hacia el Salar. El hecho de simular la hidrología del sistema como 5 subcuencas independientes aportantes al Salar permite además estimar con mayor precisión los caudales puesto que un supuesto fundamental del modelo es que el gradiente hidráulico puede ser aproximado por el topográfico, entonces se realizaron correcciones a las transmisividades laterales de las cuencas donde este supuesto no se cumple en la realidad (ver sección 5.1).

Estas subcuencas se utilizaron para la simulación hidrológica con TOPMODEL, sus respectivas áreas se muestran en la Tabla 4.1.

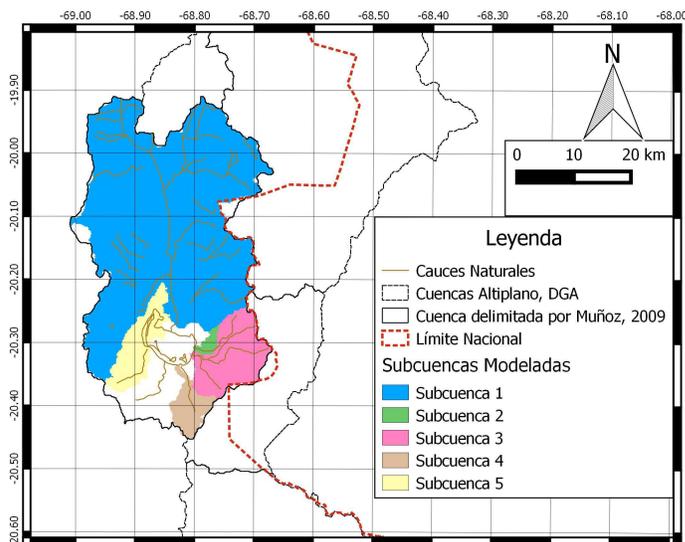


Figura 4.1: Subcuencas modeladas.

Tabla 4.1: Áreas de subcuencas modeladas

Subcuenca	Área [km ²]
1	1026
2	11
3	132
4	49
5	90

Se observa en la Figura 4.1 que existe una fracción de la cuenca al Sur del Salar que no tiene una subcuenca asociada, esto se debe a la topografía plana en ese sector y la resolución espacial del DEM utilizado, no permiten generar una subcuenca en este sector, por lo que esta fracción no considerada constituye un pequeño error de la modelación hidrológica, que corresponde al 8% del área total de la cuenca modelada aportante al Salar.

TOPMODEL simula caudal superficial, subsuperficial, déficit de almacenamiento en la zona saturada y evapotranspiración real. Estas series de salida sirven como entrada para el balance hídrico simple del Salar considerando cada uno de los elementos y flujos descritos en la Figura 4.2.

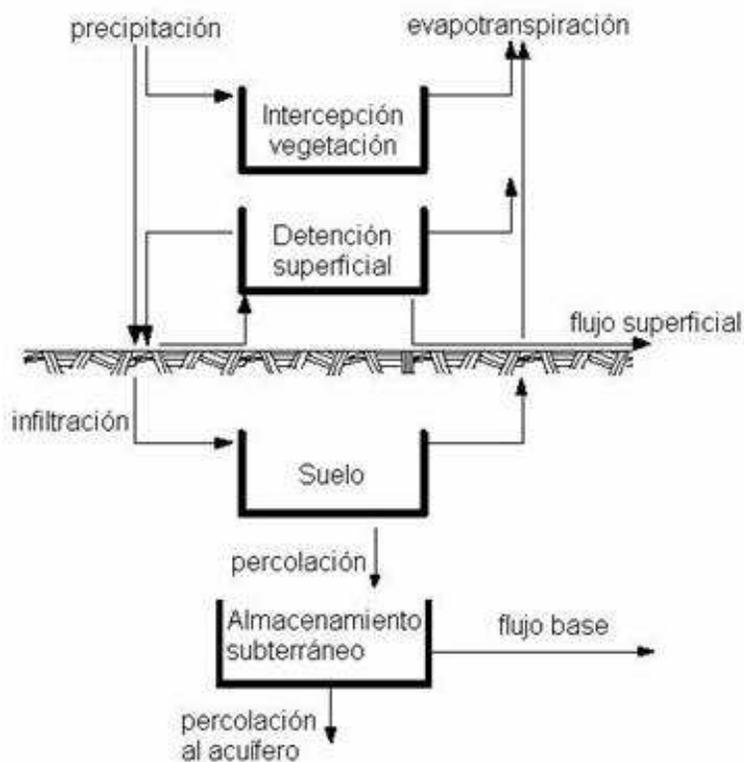


Figura 4.2: Esquema de los componentes del balance hídrico en el Salar. Fuente: Muñoz (2009).

4.1 Obtención de los datos de entrada del modelo

Para calibrar y luego validar los parámetros de TOPMODEL se deben preparar archivos en los que se incluya la distribución del índice topográfico; función de retardo para distintas subcuencas y series de evapotranspiración potencial y precipitaciones a una escala temporal de 6 horas. A continuación se presenta cómo se construyó la información requerida.

4.1.1 Índice topográfico

La versión de TOPMODEL implementada como un paquete escrito en el lenguaje de programación R¹, posee una función llamada “topidx” la cual recibe como entrada una matriz de elevación de la cuenca y la resolución espacial de ésta; como resultado entrega una matriz de las mismas dimensiones con los valores de los índices topográficos para cada uno de los elementos de esta matriz que representa una celda de 30x30m que en este caso es la resolución del DEM utilizado. La distribución del índice topográfico se muestra en la Figura 4.3.

¹Disponible en el repositorio de paquetes de R: <https://cran.r-project.org/web/packages/topmodel/index.html>

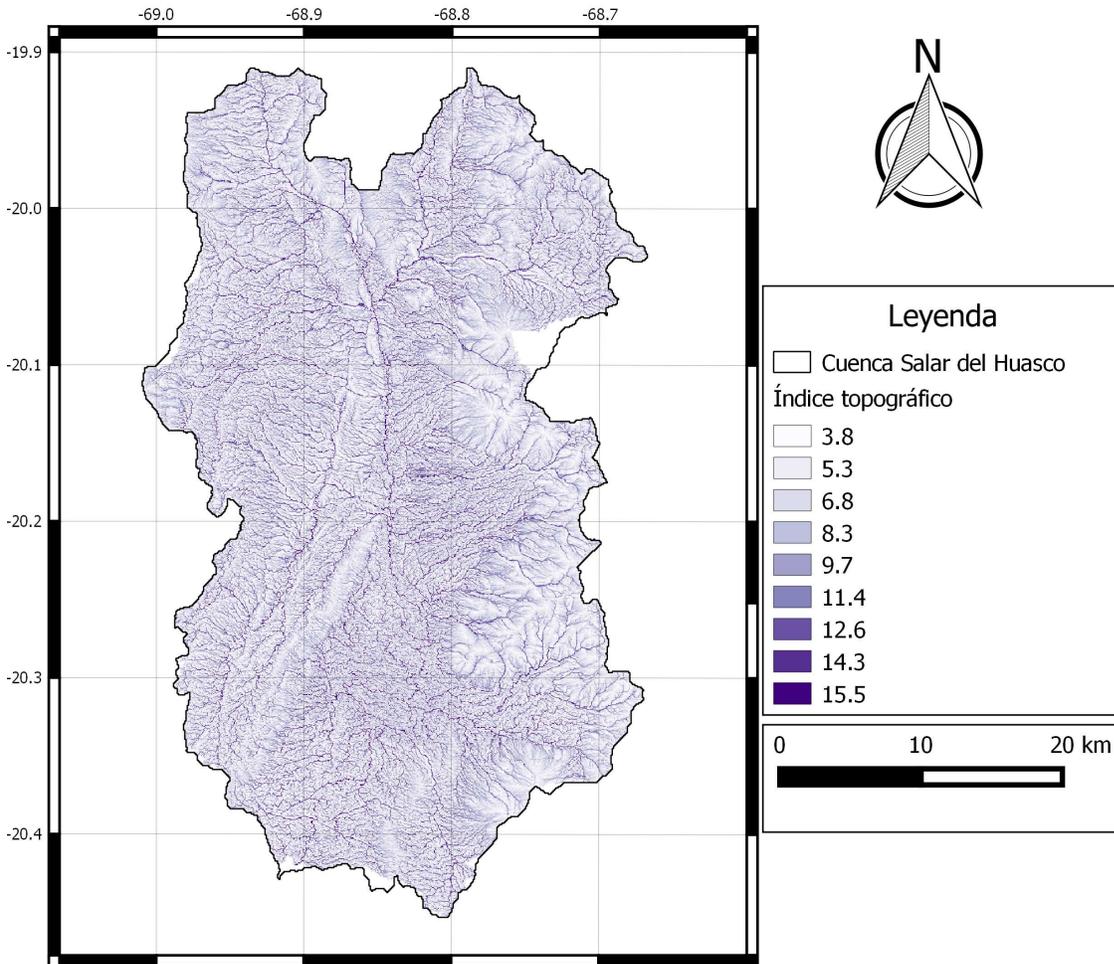


Figura 4.3: Distribución del índice topográfico en la cuenca del Salar del Huasco para un archivo de elevación digital de resolución espacial 30x30m.

4.1.2 Función de retardo

Con el objetivo de realizar el tránsito en el canal de la cuenca, el modelo necesita como entrada un archivo conteniendo la información de las áreas acumuladas de subcuencas generadas a través del recorrido por el cauce principal.

La información de la función de retardo debe entregarse mediante pares d , A_{d_r} , donde d [m] corresponde a la distancia recorrida por el cauce principal desde su inicio hasta la salida de la subcuenca correspondiente y A_{d_r} [-] es la razón entre las áreas de la subcuenca generada y el área total.

Para obtener estos pares se implementó una rutina en GRASS GIS que para cada cuenca modelada encontrara el cauce principal junto con su longitud y luego generara subcuencas

cada 10% de la longitud de su recorrido. De esta forma para cada subcuenca se tendrán 10 subcuencas a lo largo de cada cauce principal y 11 pares d , A_{d_r} . Se observa una distribución desigual de las áreas de las subcuencas generadas cada 10% de la longitud de cada cauce principal, esto se debe a la topografía del sector induce a cuencas generadas por algoritmo de flujo múltiple desiguales en cuánto a su área con respecto al área total de la cuenca.

A modo de ejemplo se muestran en la Tabla 4.2 los pares d , A_{d_r} obtenidos para las subcuencas modeladas.

Tabla 4.2: Función de retardo para las subcuencas modeladas.

Subcuenca 1		Subcuenca 2		Subcuenca 3		Subcuenca 4		Subcuenca 5	
d [m]	A_{d_r} [-]								
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7127	0,01	1045	0,02	2150	0,01	1890	0,03	2314	0,02
14255	0,02	2091	0,07	4299	0,02	3779	0,04	4627	0,04
21382	0,07	3136	0,21	6449	0,06	5669	0,18	6941	0,07
28509	0,09	4182	0,28	8598	0,08	7559	0,26	9254	0,13
35636	0,24	5227	0,32	10748	0,21	9449	0,53	11568	0,2
42764	0,49	6272	0,41	12898	0,25	11338	0,69	13881	0,25
49891	0,54	7318	0,44	15047	0,26	13228	0,85	16195	0,29
57018	0,84	8363	0,53	17197	0,43	15118	0,9	18508	0,35
64145	0,92	9409	0,58	19346	0,44	17007	0,93	20822	0,47
71273	1	10454	1	21496	1	18897	1	23135	1

4.1.3 Serie de precipitación

Esta serie se obtuvo de datos del reanálisis atmosférico “ERA-Interim Project, Single Parameter 6-Hourly Surface Surface Forecast Time Series”², el que posee series cada 6 horas en una grilla espacial de 0.703°E x 0.702°N, la distancia horizontal de esta grilla depende de la zona geográfica donde se trabaje debido a la curvatura de la Tierra, en este caso para la cuenca del Salar del Huasco corresponde aproximadamente a (75 x 75 Km).

Se obtuvo esta serie para la zona de la cuenca desde el 1 de Octubre de 1984 hasta el 30 de Septiembre del 2014, generando 30 años hidrológicos de información con una resolución temporal de 6 horas.

²Disponible en: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds627.2/#!description>

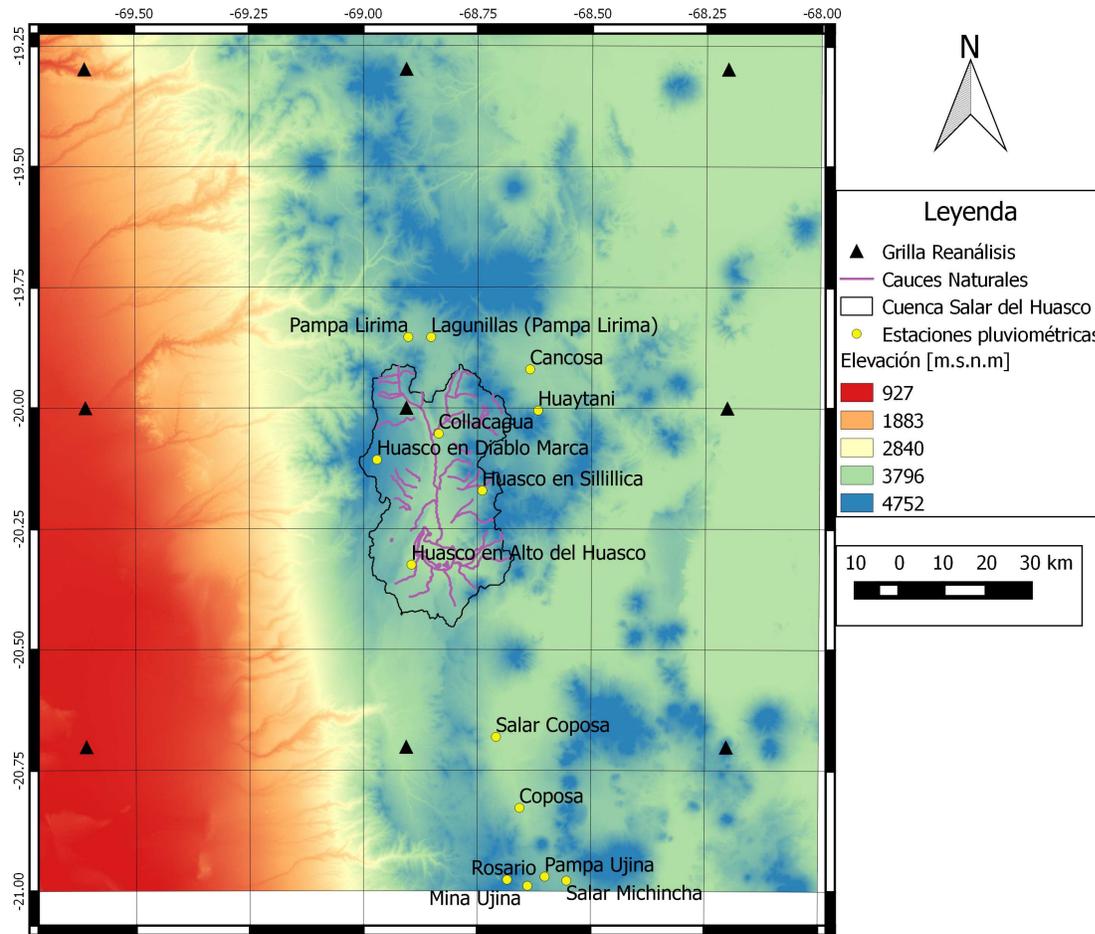


Figura 4.4: Ubicación de la grilla espacial del reanálisis y las estaciones pluviométricas cercanas.

La serie en cada punto de la grilla mostrada en Figura 4.4 se interpoló mediante el método del inverso de la distancia (ver Figura 4.5) a la estación pluviométrica Collacagua de la DGA según la siguiente ecuación:

$$P_{estación} = \frac{\frac{1}{d_1}P_1 + \frac{1}{d_2}P_2 + \frac{1}{d_3}P_3 + \frac{1}{d_4}P_4}{\frac{1}{d_1} + \frac{1}{d_2} + \frac{1}{d_3} + \frac{1}{d_4}} \quad (4.1)$$

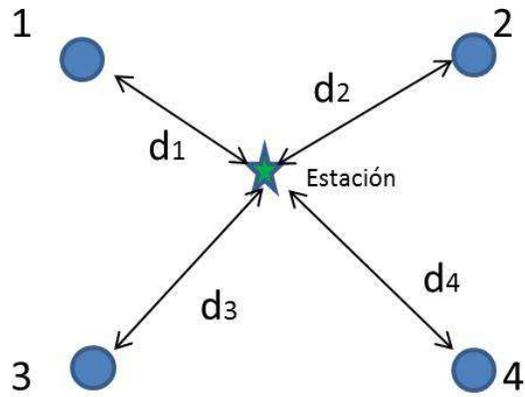


Figura 4.5: Esquema conceptual para downscaling espacial.

Se consideró la estación pluviométrica Collacagua, puesto que de las estaciones ubicadas dentro de la cuenca, ésta es la que posee una serie más extensa para poder validar estos datos.

La precipitación obtenida para la ubicación de la estación pluviométrica Collacagua se consideró homogénea en toda la cuenca, pues a pesar de existir un gradiente de precipitación con la elevación, la versión de TOPMODEL utilizada no permite simular precipitación distribuida heterogéneamente según la altura dado que no existe la opción de incorporar un caudal afluente en las zonas bajas de la cuenca producto de lluvias en las zonas altas.

Validación de la serie

La serie obtenida mediante el reanálisis en la estación de Collacagua, acumulada a nivel diario, se validó con la serie diaria medida en la estación pluviométrica Collacagua, obtenida desde la base de datos del Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2) ³.

Se efectuó una corrección de sesgo, lo que se realiza considerando las curvas de duración de las series interpoladas desde el reanálisis y la medida en la estación y se correlacionan los valores de igual probabilidad de excedencia para el mismo período de tiempo, luego se graficaron cada par de estas series y se generaron funciones de ajuste lineal para cada tramo identificado en la Figura 4.6.

³Web: <http://www.cr2.cl/recursos-y-publicaciones/bases-de-datos/datos-de-precipitacion/>

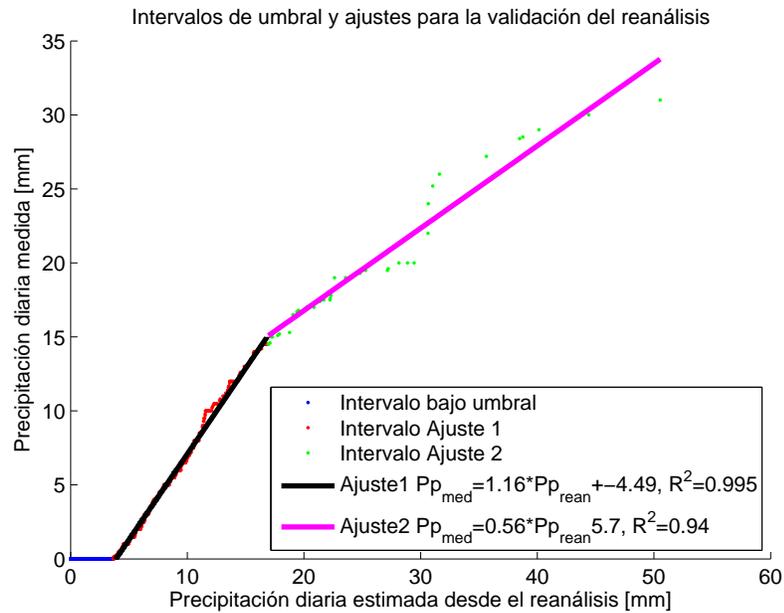


Figura 4.6: Intervalos de ajustes para la validación de la precipitación del reanálisis del periodo de años hidrológicos 1984-2014.

Se observa que existe un umbral de precipitación diaria estimada desde el reanálisis para el cual no ocurren precipitaciones en la realidad (Intervalo bajo umbral).

Finalmente se predijo la precipitación diaria según los ajustes probabilísticos de la Figura 4.6, los resultados se muestran en la Figura 4.7 y los principales estadísticos de las series en la Tabla 4.3.

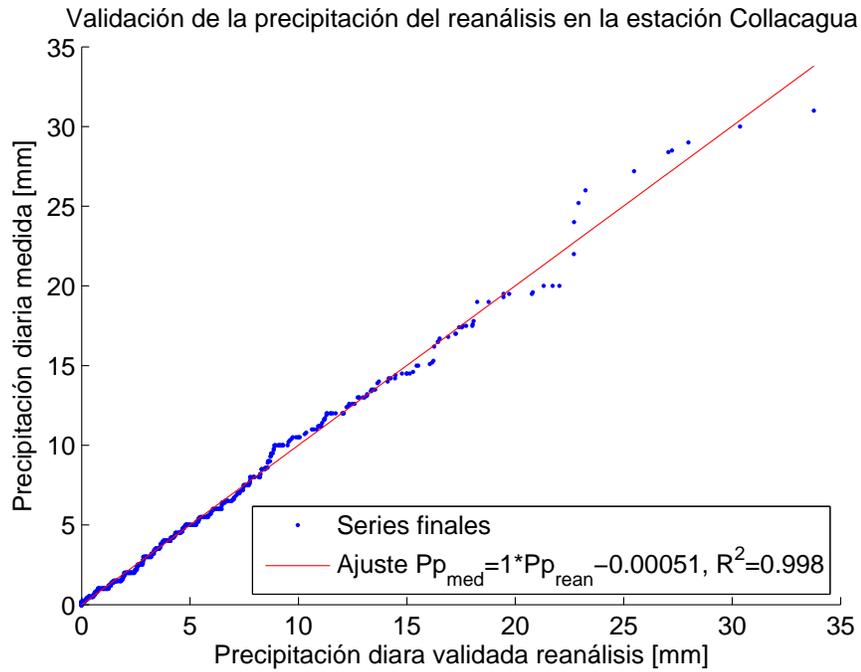


Figura 4.7: Validación de la precipitación del reanálisis.

Tabla 4.3: Estadísticos de las series de precipitación para la simulación histórica.

Estadístico\Serie	P_{medida}	$P_{validada}$
Media [mm/día]	0.36	0.36
Desviación estándar [mm/día]	1.85	1.84
Máximo [mm/día]	31.00	33.77
Mínimo [mm/día]	0.00	0.00
Coefficiente de variación [%]	507.16	505.84

El resultado final de esta serie, desde un punto de vista probabilístico, se muestra en la curva de duración expuesta en la Figura 4.8.

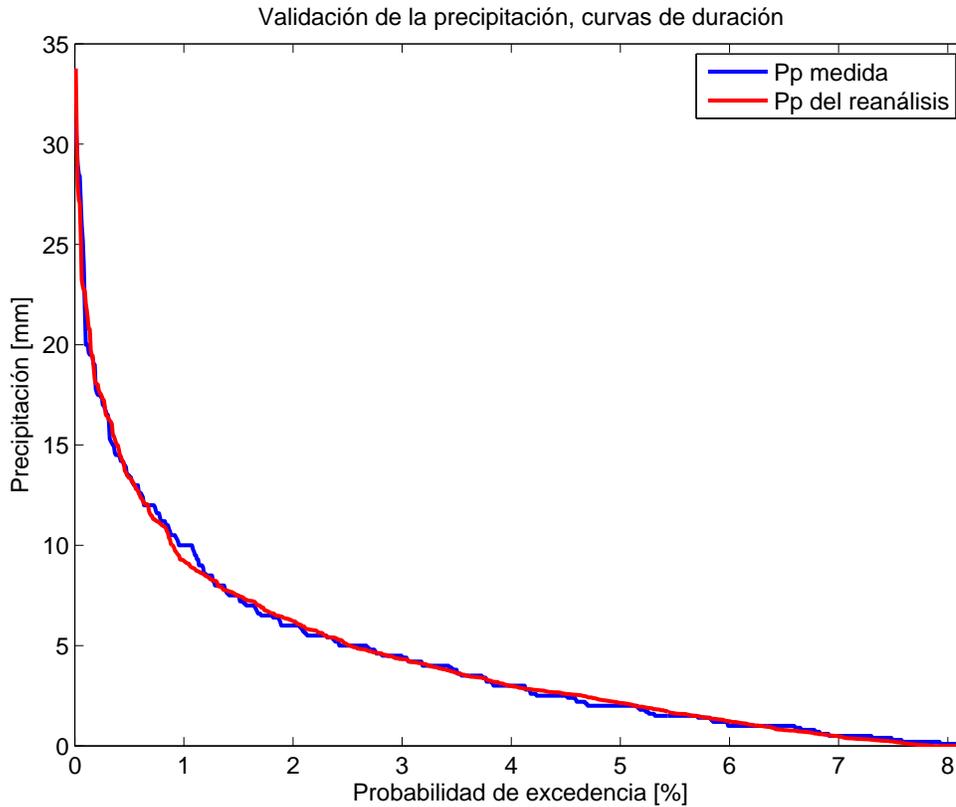


Figura 4.8: Curvas de duración para la serie medida y validada.

Como el escalamiento espacial y la corrección del sesgo es diario, mientras que el paso de tiempo de la simulación es de 6 horas, la precipitación diaria validada se distribuyó en 4 intervalos al día según la misma proporción de la precipitación diaria original del reanálisis. La serie final utilizada se encuentra en el anexo digital.

4.1.4 Serie de evapotranspiración potencial

Esta serie se obtuvo a nivel horario a partir de de la Fuente & Meruane (2016) que entrega un valor de calor latente de vaporización cada hora y se acumuló a nivel del paso de tiempo del modelo, que en este caso coincide con la resolución temporal de la serie de precipitación obtenida desde el reanálisis (6 horas). El modelo de de la Fuente & Meruane (2016) toma en cuenta los componentes del balance de energía para estimar la temperatura del agua y a partir de esta se deduce el calor absorbido y por ende el flujo evaporativo en condiciones óptimas (evaporación potencial), que corresponde al calor latente de evaporación multiplicado por la densidad del agua.

Dadas las condiciones de escasa vegetación en la zona, se consideró la evapotranspiración potencial como evaporación potencial desde una laguna somera.

La serie se muestra en la Figura 4.9 y sus estadísticos en la Tabla 4.4.

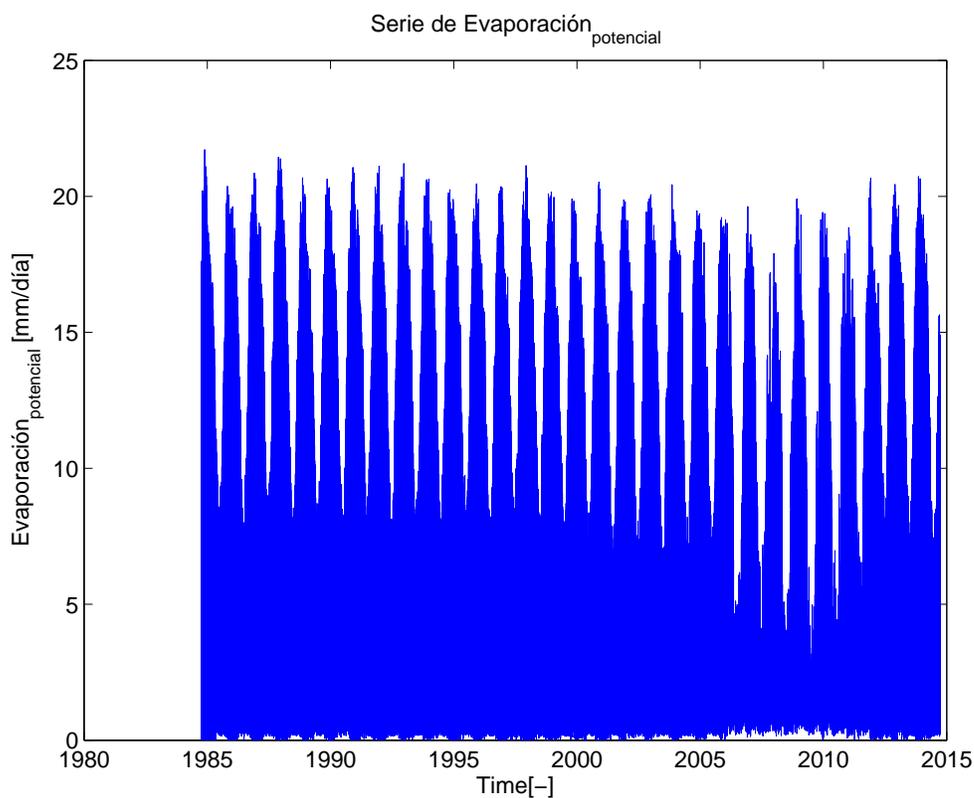


Figura 4.9: Serie de evaporación potencial.

Tabla 4.4: Estadísticos de la serie de evaporación potencial para la simulación histórica.

Estadístico\Serie	$E_{potencial}$
Media [mm/día]	3.44
Desviación estándar [mm/día]	4.15
Máximo [mm/día]	21.71
Mínimo [mm/día]	0.00
Coefficiente de variación [%]	120.77

La serie final utilizada se encuentra en el anexo digital.

Capítulo 5

Aplicación del modelo a la serie histórica

Se subdividió la serie de 30 años hidrológicos en razones de $2/3$ y $1/3$ para la calibración y validación del modelo, respectivamente. Esto genera que el periodo de calibración esté comprendido entre el 1 de Octubre del 1994 y el 30 de Septiembre del 2014, mientras que la validación desde el 1 de Octubre del 1984 hasta el 30 de Septiembre del 1994 (lo que corresponde a 20 y 10 años de registro hidrológico, respectivamente).

Se escogieron los 20 últimos años hidrológicos para la calibración por el hecho de que, en general, se le asigna una confiabilidad mayor a los datos más recientes dado el avance en la precisión de tecnologías y métodos.

Las fechas de inicio y término de cada año hidrológico vienen dadas por el régimen de precipitaciones presente en la zona que se detalla en la sección 3.2.

Además se implementó un periodo previo de “calentamiento” de 2 años hidrológicos completos para independizar el comportamiento del modelo de las condiciones iniciales impuestas.

A continuación se presenta metodología y resultados de los procesos de calibración y validación.

5.1 Rangos posibles de los parámetros

La versión de TOPMODEL utilizada carece de una rutina para la calibración de los parámetros del modelo, en cambio, los autores sugieren variarlos manualmente de manera de representar mejor la dinámica del sistema y aprovechar el significado físico de cada uno de ellos.

A continuación se muestra cómo se calcularon los rangos posibles de cada uno de los parámetros.

Parámetro q_{s0}

Este parámetro corresponde al caudal subsuperficial inicial (normalizado por el área de la cuenca) y se obtuvo a partir de la serie de caudales horarios medidos el primer día de la simulación en la estación fluviométrica “Piga en Collacagua” desde el módulo “estadística hidrológica en línea” de la web de la DGA, considerando sólo el flujo base. Luego para cada subcuenca se transpuso este valor considerando cada una de las áreas de las subcuencas. El resultado se expone en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Cálculo del parámetro q_{s0}

Subcuenca	Área [km ²]	q_{s0} [mm/día]
Piga en Collacagua	193	0.04
1	1029	0.21
2	11	0.00
3	130	0.03
4	47	0.01
5	89	0.02

Al ser un valor único, este parámetro no tiene un rango determinado.

Parámetro $\ln(T_e)$

Este parámetro corresponde al logaritmo de la transmisividad lateral, promediado ponderando por el área correspondiente a cada valor de transmisividad lateral respectiva, en caso de ser heterogéneo.

Los rangos posibles están sujetos a la variabilidad de la transmisividad encontrada en Muñoz (2009). El rango posible se encuentra entre -1.55 y 5.93 $\ln(\text{m}^2/\text{h})$.

Este parámetro es la razón principal por la cual se subdividió la cuenca en 5 subcuencas aportantes al salar, puesto que un supuesto fundamental del modelo es que el gradiente hidráulico puede ser aproximado por el topográfico, entonces en base a los gradientes encontrados en Muñoz (2009) y perfiles topográficos trazados en cada uno de los sectores teniendo como referencia los pozos del mismo estudio (Figura 5.1) se adoptaron factores de corrección por sobre este parámetro para simular correctamente el flujo subterráneo. Tales correcciones se exponen en la Tabla 5.2 y se aplican multiplicando la transmisividad lateral de la subcuenca 1 por el factor correspondiente.

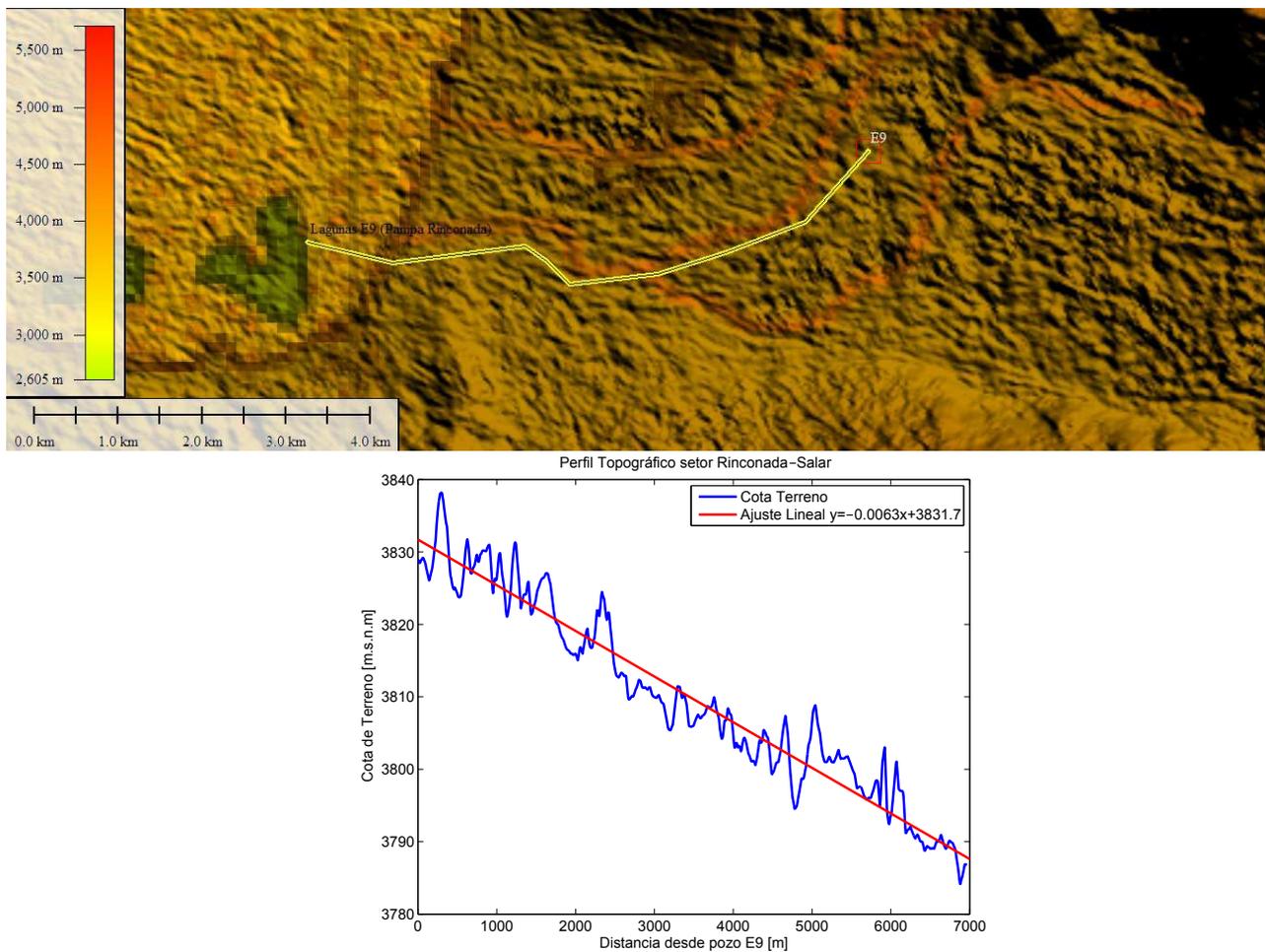


Figura 5.1: Perfil topográfico del sector Rinconada-Salar.

Tabla 5.2: Consideraciones para el parámetro $\ln(T_e)$

Desde	Hacia	$i_{Hidráulico}$	$i_{Topográfico}$	Corrección a $\ln(T_e)$	Subcuenca
Caserío Collacagua	Salar	3.9E-03	3.7E-03	1.05	-
Silica Norte	Salar	2.4E-03	3.5E-03	0.69	-
Caserío Collacagua	Silica Norte	5.5E-03	4.8E-03	1.15	-
Silica NE	Silica SO	2.8E-03	2.6E-02	0.11	-
Rinconada	Salar	8.0E-04	6.3E-03	0.13	2,3,4

Parámetro m

Este parámetro corresponde al escalamiento para el cual decae la transmisividad lateral con la profundidad del suelo, es intrínseco del modelo y no presenta rangos atribuibles a las características de la cuenca. Se varió en un rango entre 0.002 y 0.2 [m], que son los valores sugeridos por el manual del modelo en sus versiones anteriores. Valores pequeños de

m producen una menor porción de suelo efectivo, lo que resulta en menor infiltración y una mayor fracción de la precipitación llega a la salida de la cuenca superficialmente por lo que el hidrograma aumenta su caudal máximo y disminuye la duración de la crecida, mientras que valores mayores de m entregan hidrogramas de mayor duración con menores caudales máximos y una mayor fracción de precipitación escurre sub-superficialmente hacia la salida de la cuenca.

Parámetro S_{r0}

Corresponde al déficit inicial de almacenamiento en la zona de raíces, y toma valores entre 0 y S_{rmax} [m]. Se utilizó S_{r0} correspondiente a una condición seca al inicio del año hidrológico igual a S_{rmax} .

Parámetro S_{rmax}

Corresponde al déficit máximo de almacenamiento en la zona de raíces. Se estimó como el rango posible a partir del producto de la profundidad de las raíces y la cantidad de agua que puede almacenar el suelo, o sea, la diferencia entre la capacidad de campo y el punto de marchitez permanente.

La capacidad de campo (FC) y el punto de marchitez permanente (PM) se estimaron según el tipo de suelo observado en terreno (principalmente arenas) y a partir de la Figura 5.2. La

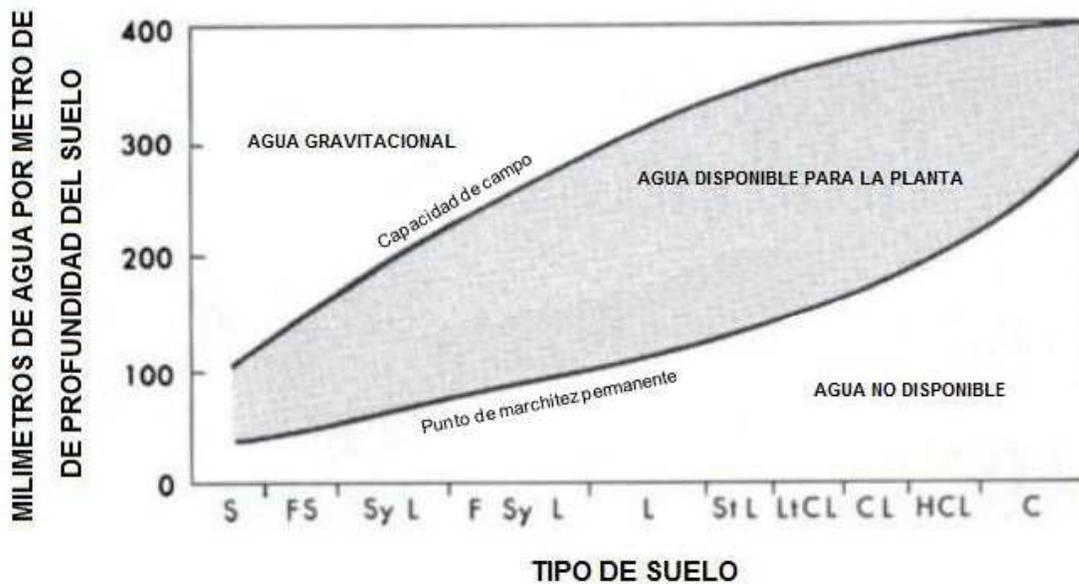


Figura 5.2: FC y PM según tipo de suelo. Fuente: Orb Riveros (2008).

profundidad de las raíces se estimó como la correspondiente a las clasificaciones “Matorral” y “Matorral Pradera” de Orb Riveros (2008) según la vegetación de la zona como se muestra



Figura 5.3: Matorrales presentes en la cuenca. Fuente: Foto obtenida de terreno realizado el 01-11-2015.

en una foto de terreno expuesta en la Figura 5.3. Al existir áreas desprovistas de vegetación, el valor de este parámetro se promedió ponderando por la fracción aproximada del área de la cuenca. El rango de $S_{r_{max}}$ queda entonces entre 0.005 y 0.02 [m]. Valores pequeños de $S_{r_{max}}$ producen mayor evaporación en la cuenca, aumentan el almacenamiento y disminuyen la porción de la precipitación que escurre superficialmente, mientras que valores mayores de $S_{r_{max}}$ reducen el contenido de humedad máximo en el suelo por lo que generan menor evaporación, menor almacenamiento y mayor caudal a la salida de la cuenca.

Parámetro t_d

Corresponde al tiempo de retraso en la zona no saturada por unidad de déficit de almacenamiento. Se varió en un rango entre 0 y 3 [h/m], que son los valores sugeridos por el manual del modelo en sus versiones anteriores. Valores pequeños de t_d producen menor retraso en el caudal de percolación hacia la zona saturada, mientras que valores mayores de t_d entregan retrasos menores de recarga a la napa.

Parámetro V_r

Corresponde a la velocidad de rastreo del canal dentro de la cuenca. Se varió en un rango entre 250 y 3000 [m/h], que son los valores sugeridos por el manual del modelo en sus versiones anteriores. Valores pequeños de V_r producen una crecida más lenta y con caudales máximos

menores, mientras que valores mayores de V_r entregan ramas ascendentes de hidrogramas más inclinadas, reduciendo el tiempo al caudal máximo y aumentando el caudal máximo, aunque el efecto sobre el tiempo es mayor que el sobre la afectación al caudal.

Parámetro k_0

Corresponde a la conductividad hidráulica vertical. Se estimó a partir de Acosta (2004) según la zona de cada subcuenca (ver Figura 3.4). El rango está comprendido entre 3 y 21 m/h. Valores pequeños de k_0 producen mayor infiltración, percolación profunda, almacenamiento en la cuenca y menor escurrimiento superficial, mientras que valores mayores de k_0 entregan menor infiltración, percolación profunda y almacenamiento, con una mayor fracción de la precipitación escurriendo hacia la salida de la cuenca.

Parámetro CD

Corresponde al ascenso capilar. Se estimó a partir del tipo de suelo y las relaciones de Rawls *et al.* (1983). El rango está comprendido entre 49.5 y 300 mm, que corresponden a arenas y arcillas respectivamente. Valores pequeños de CD producen mayores escurrimientos por caudal superficial, mientras que valores mayores de CD entregan menor fracción de la precipitación que escurre superficialmente.

Parámetro dt

Corresponde al paso de tiempo del modelo. En este caso corresponde a 6 h que es la resolución temporal de las series de tiempo de entrada al modelo.

5.2 Objetivo de la Calibración

A diferencia de las calibraciones ordinarias, en este caso no se calibraron los parámetros en función del caudal observado en la estación Piga en Collacagua, sino que se intentó lograr la mejor eficiencia en cuanto a que, promediando anualmente, la suma de las variables caudal total afluente al Salar (Q), el que incluye sus componentes superficial y subsuperficial, y percolación profunda (de aquí en adelante “Perc”), sea igual a la evaporación en el Salar. Esta excepción se llevó a cabo dado que no existía un set de parámetros que representara de manera eficiente la dinámica de los caudales medidos y, por otro lado, se aprovechan las características endorreicas de la cuenca que producen que toda el agua que entra en la cuenca se termine evaporando en el Salar en el largo plazo (Lictevout *et al.*, 2013). Este proceso se debe interpretar como una calibración en condiciones estacionarias para cuadrar el balance hídrico solamente y no como un proceso de omisión de la dinámica interanual y estacional de las variables hidrológicas.

La descarga por evaporación desde el Salar fue estimada en base a la suma de tres tipos de flujos evaporativos según se expone en la Ecuación 5.1.

$$E_{Salar} = E_l + E_v + E_s \quad (5.1)$$

Donde E_{Salar} es la evaporación total que se produce en el Salar, E_l la evaporación desde las lagunas, E_v la evaporación desde sistemas de vegetación (vegas y bofedales) y E_s la que se produce desde napas freáticas someras bajo los suelos del salar. Todos estos flujos fueron estimados en Muñoz (2009), a partir de un coeficiente que toma en cuenta todos los factores que influyen en la evaporación y multiplicándolo por la evaporación media desde superficies libres medida en una estación dentro de la cuenca, lo que da como resultado un valor único de evaporación potencial en el Salar. Todos los términos corresponden a flujos por lo que las tasas de evaporación se deben multiplicar por las áreas respectivas.

En este informe se realizó un procedimiento similar, sin embargo, la tasa de evaporación potencial media desde superficies libres corresponde a la serie estimada por el modelo de de la Fuente & Meruane (2016) utilizada en la sección 4.1.4 lo que finalmente arroja una serie de tiempo para la descarga entendida como pérdida por evaporación desde el Salar.

Para evaluar la recarga al Salar se estimó la percolación profunda a partir de la variación del nivel freático promedio espacial de cada subcuenca en cada paso de tiempo. El caudal y la percolación profunda se promediaron anualmente en el periodo de calibración y se comparó con los valores de descarga por evaporación en el Salar. Este procedimiento de calibración asume que el área del Salar y el nivel freático se mantienen constantes en el largo plazo.

5.3 Calibración

Se variaron los parámetros dentro de los rangos descritos en la sección 5.1 con el fin de disminuir la diferencia entre la recarga anual al Salar y la descarga anual por evaporación dentro del mismo estimada en base a la evaporación potencial (sección 4.1.4) y el área superficial del Salar. La recarga al Salar está constituida por el el caudal superficial y subsuperficial afluente al sistema producto del aporte de las 5 subcuencas modeladas y la percolación al acuífero profundo dentro de las mismas, que finalmente producto del gradiente regional fluye por la zona saturada hacia el Salar. El set de parámetros óptimos se exponen en la Tabla 5.3 y los resultados comparativos se muestran en la Figura 5.4.

Tabla 5.3: Set de parámetros óptimos.

Parámetro	Subc1	Subc2	Subc3	Subc4	Subc5	Unidad
q_{s_0}	8.96E-06	9.81E-08	1.13E-06	4.11E-07	7.78E-07	(m/timestep)
$\ln(T_e)$	2	0.2	0.2	0.2	2	($\ln[m^2/h]$)
m	0.014	0.014	0.014	0.014	0.014	(m)
S_{r_0}	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	(m)
$S_{r_{max}}$	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	(m)
t_d	3	3	3	3	3	(h/m)
v_r	250	250	250	250	250	(m/h)
k_0	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	(m/h)
CD	0.0495	0.0495	0.0495	0.0495	0.0495	(m)
dt	6	6	6	6	6	(h)

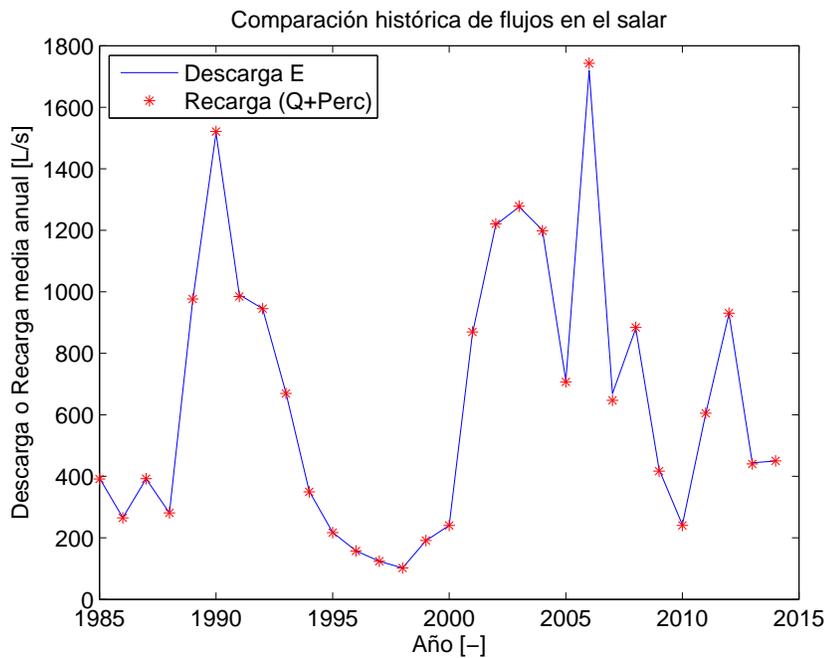


Figura 5.4: Comparación de la recarga Q+Perc al Salar y descarga por evaporación, serie anual.

Se observa que el Salar responde a variaciones significativas en la recarga evaporando un mayor volumen de agua desde sus lagunas, razón por la que los promedios anuales de la recarga y descarga son similares. Físicamente, esto se refleja en un equilibrio dinámico entre el volumen afluente al Salar y la descarga evaporativa, así a mayor recarga se tiene un mayor volumen disponible en el Salar por lo que aumenta su área superficial, sin embargo al aumentar el área superficial se tiene mayor descarga por evaporación y disminuye el volumen disponible y con ello la superficie del sistema, por lo que a una escala temporal anual se

llega a una estabilización entre recarga y descarga. Las series completas sin promediar anualmente se visualizan en la sección 5.5.

El hecho de que el modelo no prediga el retraso en la llegada del flujo subterráneo afluente al salar producto de la percolación profunda generada en la cuenca imposibilita calcular el desfase de tiempo en la respuesta del Salar en su descarga por evaporación producto de variaciones en la recarga.

Los errores generados por el set de parámetros óptimos se exponen en la Tabla 5.4, donde la diferencia corresponde a la diferencia entre la recarga y la descarga del Salar, mientras que el error porcentual es relativo a la descarga, por lo que los errores y diferencias positivas implican una sobrestimación de la recarga con respecto de la descarga y viceversa.

Tabla 5.4: Errores del balance hídrico generados por el set de parámetros óptimos en la simulación histórica.

Periodo	Diferencia (L/s)	Error Porcentual (%)
Calibración	60	9.9
Validación	8	1.1

Finalmente, sólo a modo de comparación se exponen en la Figura 5.5 las series medidas y simuladas de caudales en la estación fluviométrica Río Piga en Collacagua.

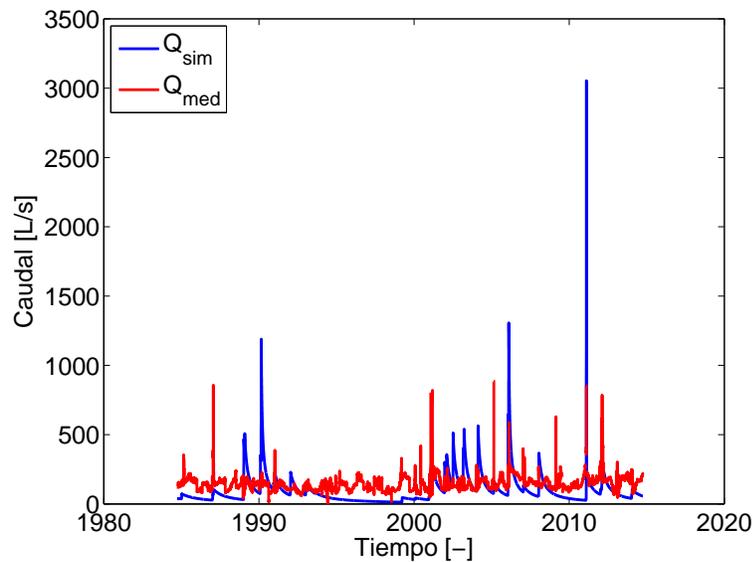


Figura 5.5: Comparación de los caudales simulados y medidos en la estación fluviométrica Río Piga en Collacagua.

Se observa que los caudales simulados están dentro del mismo orden de magnitud que los

medidos en la estación, a excepción del caudal máximo registrado el año 2012. Además la serie simulada presenta recesiones más suaves que la medida.

5.4 Distribución de variables hidrológicas

Los valores de cada variable hidrológica modelada para cada subcuenca se agruparon para obtener un valor total de recarga ($Q+Perc$) y descarga (evaporación en la cuenca) en la cuenca exceptuando el Salar, luego se compararon con la precipitación anual del año correspondiente. Los resultados se exponen en las Figuras 5.6 y 5.7, en ésta última se expresan las variables modeladas como porcentaje de la precipitación anual; es decir, si los valores de evaporación en la cuenca, caudal y percolación anual sumasen 100% significa que el balance hídrico en ese año cierra completamente en las subcuencas modeladas, por lo que no existe una variación en el almacenamiento de la cuenca. Si se suman el caudal, percolación profunda y evaporación en las subcuencas modeladas se obtienen las discrepancias del balance con respecto a la precipitación media anual mostradas en la Figura 5.8. Nótese el valor de la percolación profunda despreciable frente a las demás variables hidrológicas, lo que se refleja en que el área correspondiente en los gráficos se encuentre prácticamente oculta en el eje de las abscisas en la Figura 5.6.

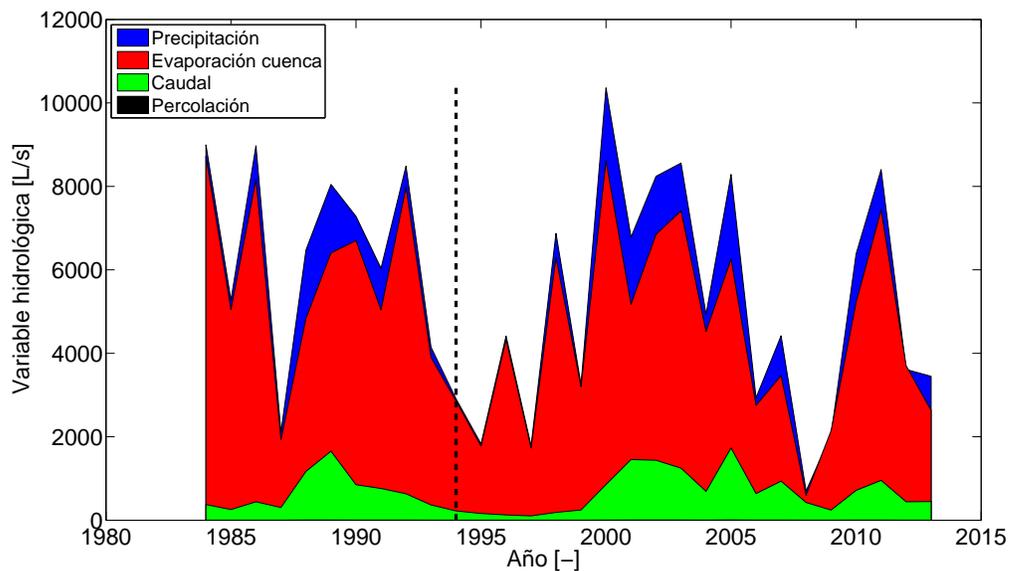


Figura 5.6: Distribución de variables hidrológicas anuales en la cuenca del Salar del Huasco.

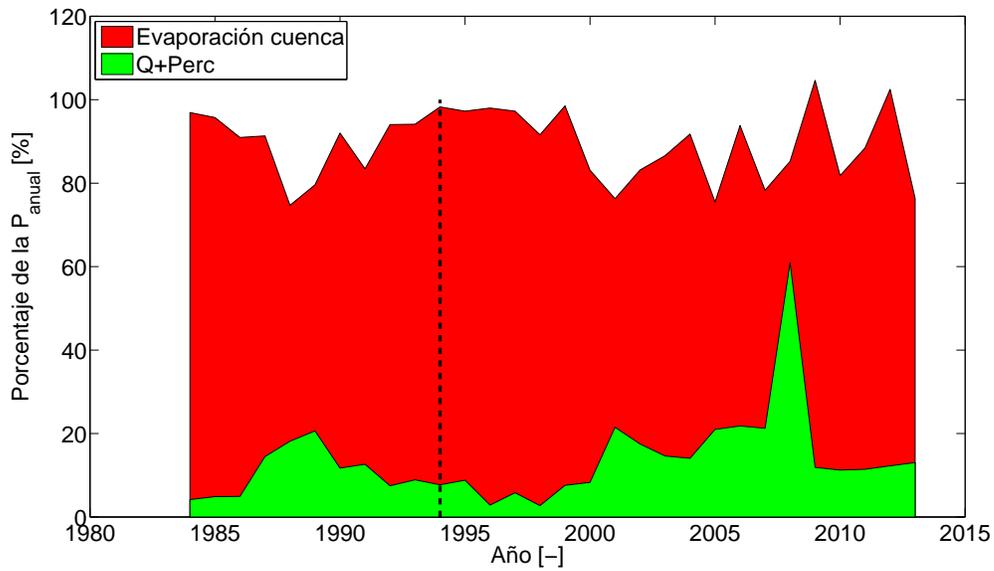


Figura 5.7: Distribución porcentual de variables hidrológicas anuales con respecto a la precipitación anual en la cuenca del Salar del Huasco.

Como la percolación resulta despreciable, se puede realizar una comparación del adimensional $\frac{Q+Perc}{P}$ con el comúnmente denominado “coeficiente de escorrentía” ($\frac{Q}{P}$); en el estudio de JICA (1995) se estima en 0.094 este valor, en DICTUC (2005) en cambio, proponen 0.13 para cuencas Altiplánicas. Ambos resultados resultan coherentes con los valores resultantes de la simulación histórica que arroja en promedio 0.14 para toda la serie histórica.

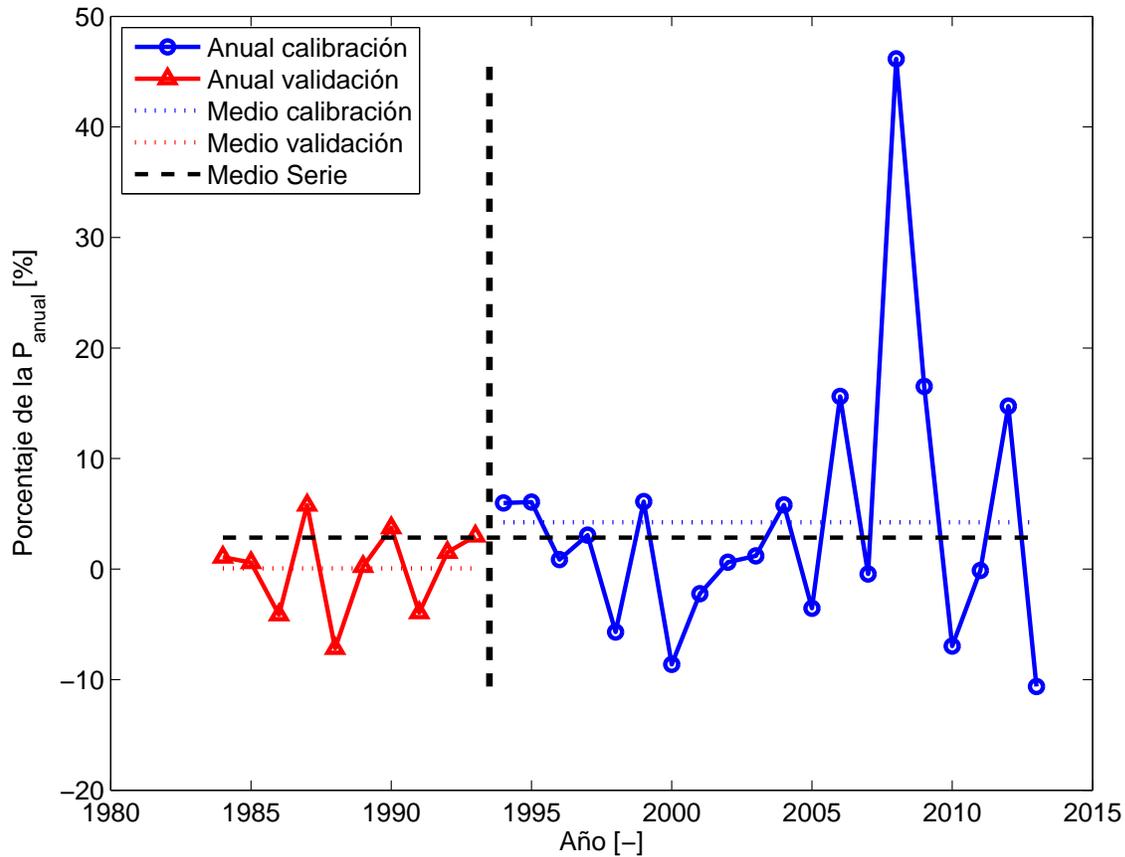


Figura 5.8: Porcentaje de discrepancia con respecto a la precipitación anual.

Las discrepancias expuestas en la Figura 5.8 representan la variación de volumen anual en el volumen de control correspondiente a las subcuencas superficiales y subterráneas delimitadas sin tomar en consideración el sector del Salar y se podrían interpretar como variación en el almacenamiento de las mismas.

Si bien numéricamente el ajuste del modelo es exitoso, hay ciertas diferencias entre la abstracción matemática de la simulación con TOPMODEL y los procesos hidrológicos que ocurren en la realidad. Primeramente; el río Collacagua, principal flujo superficial del área de estudio, se origina en el norte de la cuenca y corre en dirección al sur, sin embargo se infiltra 10 km antes de llegar al salar salvo en época de crecidas cuando puede alcanzarlo (Muñoz, 2009). Los otros escurrimientos superficiales corresponden a vertientes o afloramientos ubicados en el Salar muy cercanos a las lagunas. Los resultados de la modelación en cambio, predicen una escorrentía permanente afluente al Salar por parte de todas las subcuencas modeladas, hecho que, aunque es coherente con el balance hídrico difiere de la realidad. Por otro lado, TOPMODEL no incorpora el flujo subterráneo profundo a través del acuífero producto del gradiente regional, por lo que la recarga proveniente del acuífero al Salar se estimó por continuidad del flujo de percolación generada en la cuenca en su totalidad.

Adicionalmente, no se considera el retardo de esta recarga subterránea entre el lugar donde percola al acuífero y su llegada al Salar, razón por la cual se promedió anualmente esta variable para balancearla junto con el caudal afluente al Salar y la descarga por evaporación desde el mismo. Por todo esto se debe tener precaución al interpretar los resultados de esta modelación, en el sentido de considerarlos como una abstracción del sistema para entender su dinámica, la distribución de las variables hidrológicas y el cierre del balance hídrico en el Salar.

Considerando lo anterior, se obtiene que la fracción de la precipitación que percola al acuífero es despreciable en comparación a la evaporación y la escorrentía, por lo que el reservorio hídrico subterráneo es frágil con respecto a su potencial de extracción puesto que su capacidad de renovación es muy pequeña.

5.5 Balance hídrico en el Salar

Se estimó el balance hídrico en el Salar a partir de las series de recarga ($Q+Perc$), obtenidas de la simulación histórica con TOPMODEL, y la descarga por evaporación desde el mismo a partir de la serie de evapotranspiración potencial y la superficie de la laguna para ser evaporada en base al balance del volumen para cada paso de tiempo. Aquí se asume que la precipitación en el área del Salar es despreciable y no influye en el balance. Las características endorreicas del Salar simplifican el balance de los flujos expuestos en la Figura 4.2 puesto que la única entrada es la recarga total de las subcuencas aportantes al salar, mientras que la evaporación en el área total del salar constituye el único flujo de salida.

La ecuación de balance a resolver en un volumen de control correspondiente al Salar mismo (V) queda como:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = Q_{in} - Q_{out} \quad (5.2)$$

Donde Q_{in} es la recarga y Q_{out} el caudal evaporado en el Salar. El término Q_{out} se calculó de forma similar al término E_{Salar} de la ecuación 5.1, aunque con áreas de vegas y bofedales, suelo del salar y laguna variables en el tiempo según el volumen y geometría de la laguna.

Cabe recalcar que se consideró el supuesto que el suelo húmedo del Salar responde instantáneamente a la dinámica de la laguna del Salar, por lo que cualquier cambio en la altura de la laguna repercute en el área evaporativa de la misma y del Salar en general. Esto no representa fielmente la realidad puesto que el agua subterránea responde con un desfase de tiempo respecto de la superficial, sin embargo, representa una primera aproximación.

En ausencia de más información, se asumió geometría cónica invertida tanto para la

laguna como para el Salar, ambas concéntricas. Se consideró una altura promedio de la laguna de 15 [cm], un área del salar total de 8114 [ha], de las cuales 257 [ha] corresponden a lagunas, 155 [ha] a vegas y bofedales y 7702 [ha] al suelo húmedo del salar (Muñoz, 2009). Todos estos valores determinan las características geométricas del salar y se asumieron como condiciones iniciales para la simulación histórica.

El balance se realizó en cada tiempo de simulación (6 horas) con la serie histórica desde el 1 de Octubre de 1984 hasta el 31 de Septiembre del 2014, generando 30 años hidrológicos de información.

Dado que el modelo de simulación hidrológica TOPMODEL no es capaz de reproducir el retraso del flujo subterráneo a través del acuífero profundo, la recarga al Salar se consideró como el promedio anual dado que una de sus componentes corresponde a la percolación profunda que producto del gradiente regional aflora finalmente en el Salar. Se muestra una comparación de la descarga y recarga del Salar en la la Figura 5.9 y los estadísticos de la descarga del salar en la Tabla 5.5. No se incluyen los estadísticos de la recarga puesto que se encuentra promediada anualmente.

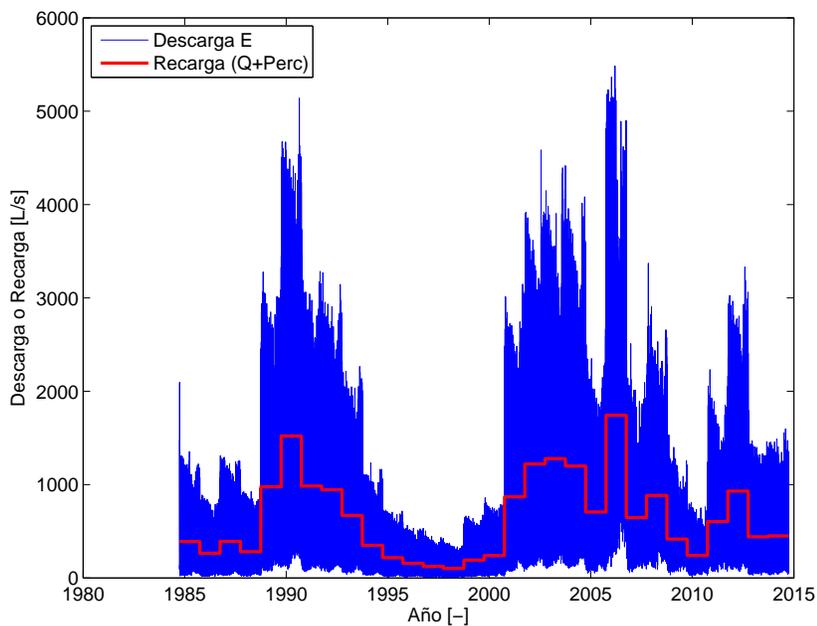


Figura 5.9: Comparación histórica de flujos en el Salar.

Tabla 5.5: Estadísticos de la descarga y recarga del Salar

Estadístico	Descarga evaporación salar [L/s]
Promedio	648
Máximo	1720
Mínimo	102
Desviación estándar	439

Respecto de la evaporación en el salar se tiene un promedio de 648 [L/s] con mínimos y máximos de 102 y 1720 [L/s] respectivamente. Al comparar estos valores con los expuestos en la bibliografía, se observa que en promedio se tienen valores similares: Grilli & Vidal (1986) estiman un máximo de 1245 [L/s], JICA (1995), un mínimo de 575 [L/s], Grilli *et al.* (1999), un promedio de 660 [L/s] y un máximo 1099 [L/s] mientras que Muñoz (2009) estima un rango entre 627 y 749 [L/s].

Los resultados de la evolución del área de la laguna y su altura se muestran en las Figuras 5.10 y 5.11 respectivamente. La altura de la laguna se presenta a escala promedio anual puesto que sigue la misma dinámica que el área de la laguna.

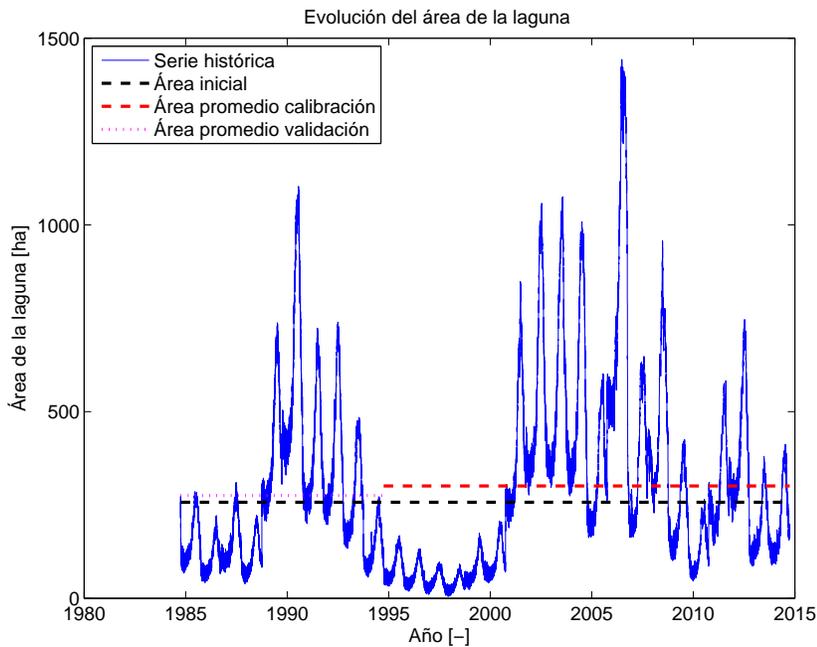


Figura 5.10: Evolución histórica de la superficie de la laguna según la calibración.

Se observa que el área promedio de la laguna oscila en torno al valor inicial asumido, aunque considerando la serie anual del periodo de calibración se tiene un área de la laguna promedio de 266 [ha] lo que resulta en un aumento porcentual de un 3.5% con respecto a la

condición inicial, este hecho valida el proceso de calibración que asume como constante el área de la laguna. Por otro lado si se considera la serie histórica en su completitud se tiene un área promedio de 292 [ha] lo que implica en un aumento porcentual de un 14%.

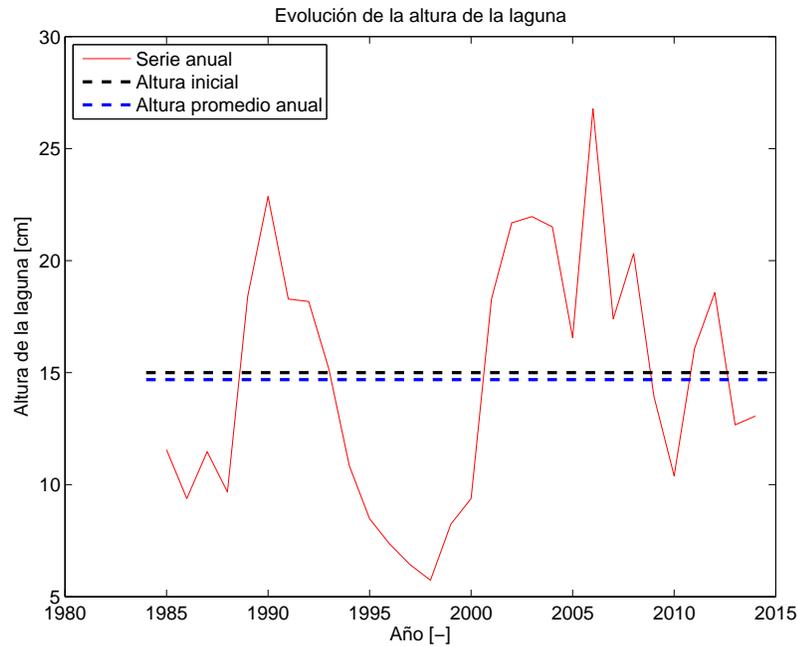


Figura 5.11: Evolución anual histórica de la altura de la laguna según la calibración.

La altura de la laguna también presenta variaciones a escala temporal anual, sin embargo, en promedio se mantiene en torno a su valor característico inicial. Se registra en la serie histórica una altura promedio de 14.7 [cm], lo cual implica una disminución de 2% con respecto al valor característico asumido.

Cabe recalcar que el hecho de que el área promedio de la laguna aumente y la altura promedio de ésta disminuya con respecto a los valores característicos iniciales asumidos se debe a la geometría cónica particular asumida, puesto que el ángulo de inclinación de los taludes es muy pequeño lo que lleva a que pequeñas variaciones en la altura resulten en alteraciones mucho más significativas en el área superficial.

Capítulo 6

Aplicación del modelo para escenarios de cambio climático

Con los parámetros previamente calibrados para la serie histórica, se simuló el escenario hidrológico bajo una condición de cambio climático. Para ello se consideraron los 4 escenarios posibles definidos por el “panel intergubernamental del cambio climático” (IPCC por sus siglas en inglés) en base a la radiación global de energía expresada en W/m^2 debido al aumento de gases de efecto invernadero en relación con los niveles pre-industriales. El detalle de la definición de los escenarios considerados se presenta en la Tabla 6.1.

Tabla 6.1: Escenarios de cambio climático. Fuente: Moss, et al. (2010)

Nombre	Forzamiento radiativo	Concentración (p.p.m.)	Trayectoria	Modelo que provee el RCP
RCP 8.5	$>8.5 Wm^{-2}$ en 2100	$>1,370 CO_2$	Aumentando	MESSAGE (Austria)
RCP 6.0	$6 Wm^{-2}$ estable después de 2100	$850 CO_2$ estable después de 2100	Estable sin pararse	AIM (Japón)
RCP 4.5	$4.5 Wm^{-2}$ estable después de 2100	$650 CO_2$ estable después de 2100	Estable sin pararse	GCAM (EU)
RCP 2.6	Máximo en $3 Wm^{-2}$ antes del 2100 y disminuye después	Máximo en $490 CO_2$ antes del 2100 y disminuye después	Aumenta y después disminuye	IMAGE (Países bajos)

Existen numerosos modelos físicos de simulación que reproducen la dinámica atmosférica a diferentes escalas incluyendo los efectos del océano y los continentes, bajo escenarios de cambio climático. Cada modelo posee consideraciones particulares, por lo que para un mismo escenario, se tiene un espectro de situaciones futuras posibles según los modelos utilizados. En principio, todos los modelos son equiprobables, por lo que en este caso se consideró el modelo HadGEM2-AO para realizar la proyección futura, el cual corresponde a una configuración del modelo HadGEM2 que simula sólo la dinámica de la atmósfera con componentes de interfaces y procesos de troposfera, hidrología somera, aerosoles, océano y hielo. La escala espacial del modelo corresponde a 1.25 grados de latitud por 1.875 grados de longitud y 38 niveles atmosféricos que se extienden hasta aproximadamente 40 km de altura (Bellouin *et al.*, 2011). La información del modelo se encuentra en el sitio web del

Intergovernmental Panel on Climate Change(IPCC) ¹.

Cabe recalcar que el hecho de escoger un modelo en particular y simular bajo los 4 escenarios RCP constituye un ejercicio preliminar. Para analizar la dinámica del sistema hidrológico y las posibles tendencias del salar en el futuro se requiere modelar para todos los modelos de cambio climático disponibles (aproximadamente 58 según el sitio web del IPCC) y sus combinaciones con cada uno de los escenarios de cambio climático para así obtener un rango posible de tendencias y cuantificar la incertidumbre asociada.

Al igual que en la simulación hidrológica para la serie histórica, se implementó un periodo previo de “calentamiento” de 2 años hidrológicos completos para independizar el comportamiento del modelo a las condiciones iniciales impuestas.

La proyección de cambio climático entrega precipitaciones y temperatura del aire diarias en una escala espacial de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ desde el año 2006 al 2100. Además, todos los escenarios se basan en una serie histórica con las mismas resoluciones temporales y espaciales abarcando el periodo desde el año 1950 hasta el 2005.

El hecho de tener una resolución temporal y espacial más gruesa que en la serie histórica hace necesario validar los datos de entrada al modelo previamente. A continuación se presenta la metodología para esta validación y los resultados obtenidos.

6.1 Obtención de los datos de entrada del modelo

Los inputs geográficos se obtuvieron previamente para la aplicación del modelo a la serie histórica. Las series de evapotranspiración potencial y precipitaciones requieren de un proceso de validación previo que se detalla a continuación.

6.1.1 Validación de la precipitación

Al igual que en el capítulo anterior, se realizó el downscaling de la serie histórica del cambio climático mediante la interpolación con el método del inverso de la distancia a la estación pluviométrica Collacagua de la DGA, puesto que de las estaciones ubicadas dentro de la cuenca, ésta es la que posee una serie más extensa para poder validar estos datos.

Se consideró el periodo en que la estación pluviométrica Collacagua y la serie histórica del cambio climático poseen información en común, es decir, sólo desde el 1 de Octubre de 1984 hasta el 30 de Diciembre del 2005. A modo de ejemplo se presenta una ventana de tiempo de la serie en la Figura 6.1, donde se observa una continuidad en las precipitaciones

¹Data disponible en: http://www.ipcc-data.org/sim/gcm_monthly/AR5/Reference-Archive.html

durante el año lo cual en la actualidad no ocurre, puesto que sólo precipita durante el llamado Invierno Altiplánico.

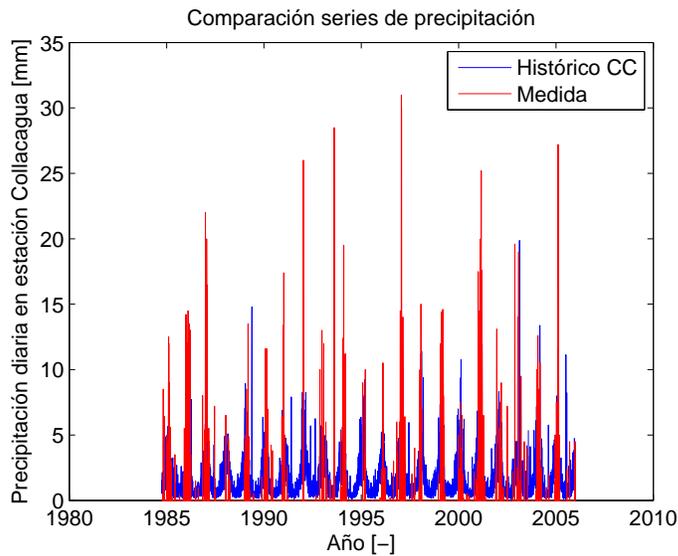


Figura 6.1: Series de precipitación histórica del cambio climático y medida.

Se realizó el mismo procedimiento de corrección del sesgo que el detallado en la sección 4.1.3. El resultado se muestra en la Figura 6.2.

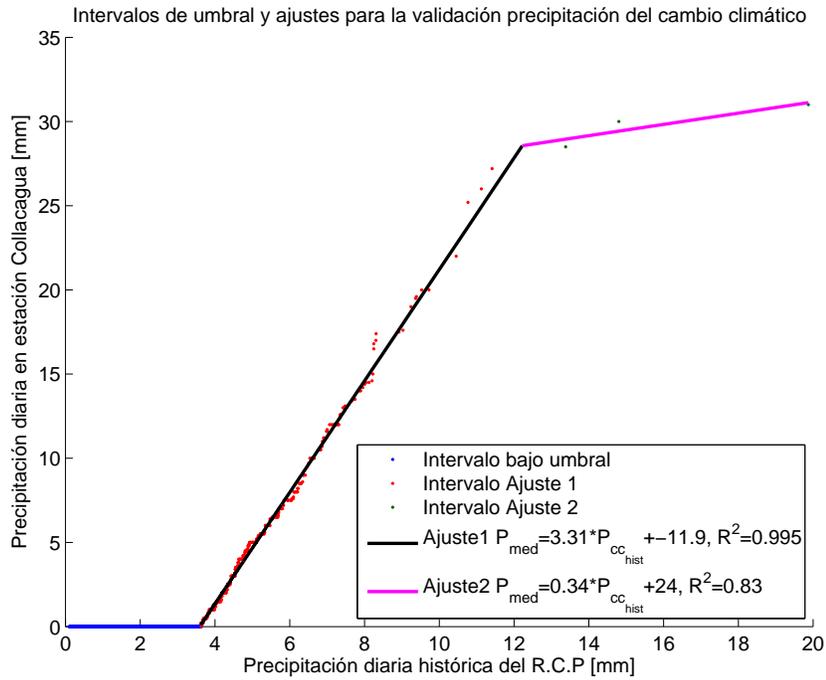


Figura 6.2: Intervalos de ajustes para la validación de la precipitación del cambio climático.

Se observa que existe un umbral de precipitación diaria estimada de la serie histórica del cambio climático para el cual no ocurren precipitaciones en la realidad (Intervalo bajo umbral).

Finalmente se predijo la precipitación diaria según los ajustes probabilísticos de la Figura 6.2, tanto para la serie común del periodo histórico como para las futuras. Los resultados comparativos de esta validación, en el periodo histórico común a todos los escenarios, se muestran en la Figura 6.3.

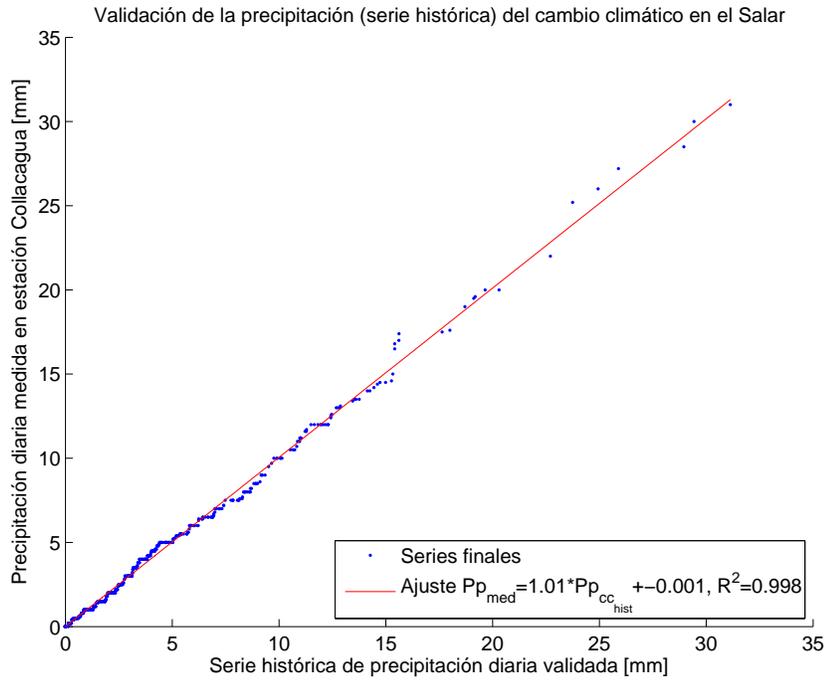


Figura 6.3: Comparación de la precipitación diaria medida e histórica del cambio climático validada.

Como resultado de esta validación se elimina la continuidad de precipitaciones durante el periodo del año que no corresponde al invierno Altiplánico, lo que se observa en las curvas de variación estacional para una probabilidad de excedencia de 50% expuestas en la Figura 6.4.

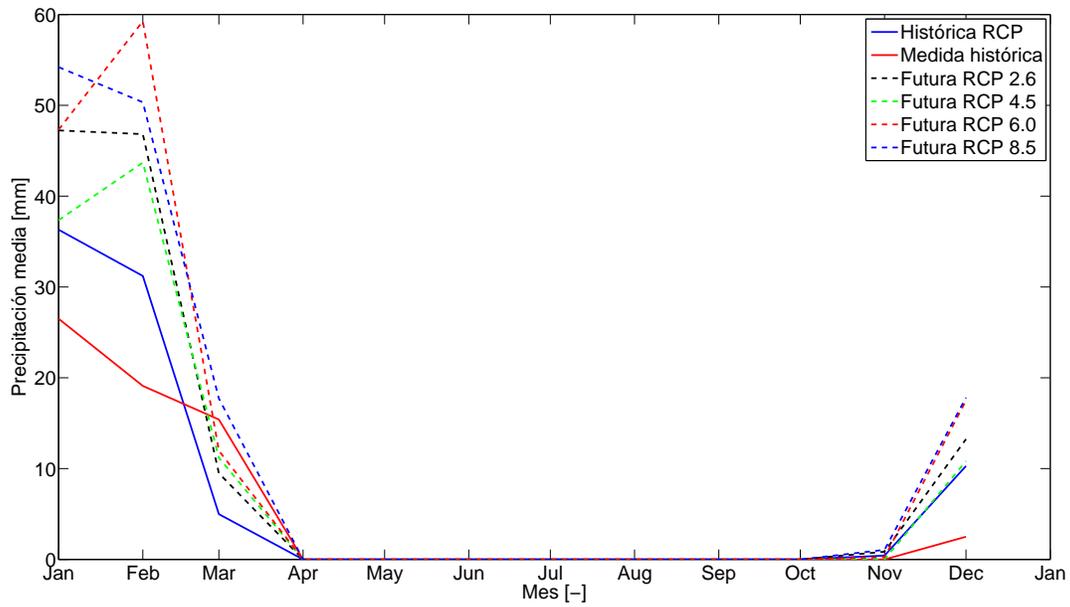


Figura 6.4: Curvas de variación estacional para la precipitación de probabilidad de excedencia 50% bajo escenarios de cambio climático.

El resultado final de esta serie histórica y de las futuras bajo cada uno de los escenarios, desde un punto de vista probabilístico, se muestra en la curva de duración expuesta en la Figura 6.5.

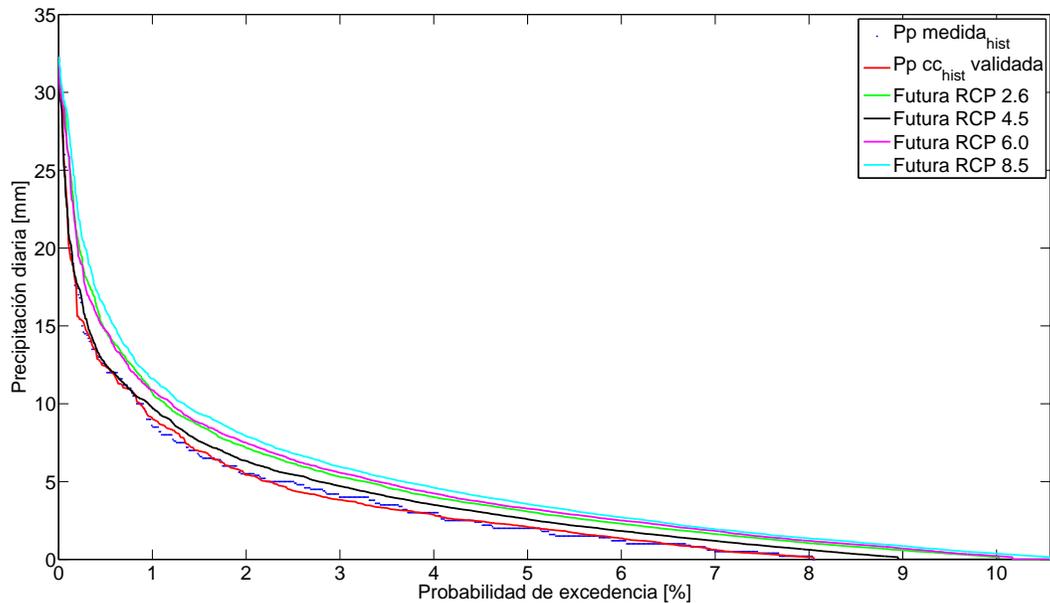


Figura 6.5: Curvas de duración de las series histórica del cambio climático y medida.

El periodo futuro para los escenarios RCP comprende desde el 1 de Octubre del 2006 hasta el 30 de Septiembre el 2100, generando 94 años hidrológicos de información. Los principales estadísticos de las series históricas y futuras se exponen en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2: Estadísticos de las series de precipitación para la simulación bajo cambio climático.

Estadístico\Serie	Serie Histórica		Serie Futura			
	P_{medida}	$P_{validada}$	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
Media [mm/día]	0.36	0.35	0.47	0.40	0.49	0.54
Desviación estándar [mm/día]	1.85	1.75	2.12	1.85	2.16	2.33
Máximo [mm/día]	31.00	31.13	31.05	32.29	32.14	32.30
Mínimo [mm/día]	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coefficiente de variación [%]	507.16	498.65	455.07	466.96	436.94	433.53

Como el paso de tiempo del modelo es de 6 horas y se tiene la precipitación diaria futura, ésta se concentró entre las horas 12:00 y 18:00 de cada día dado que según Muñoz (2009) durante estas horas se concentra la mayor probabilidad de lluvia según la estadística de precipitaciones horarias para las estaciones pluviométricas instaladas dentro de la cuenca del Salar del Huasco para el mismo estudio.

La serie final utilizada se encuentra en el anexo digital.

6.1.2 Obtención y validación de la serie de evapotranspiración potencial

Obtención de la serie de evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial no se entrega explícitamente como resultado de los escenarios de cambio climático, por ende se estimó a partir de la serie a nivel horario de temperatura del agua de una laguna somera resultante del modelo de de la Fuente & Meruane (2016) que resuelve la ecuación de continuidad de calor en la laguna y considera los intercambios de energía con la atmósfera y sedimentos además de la inercia térmica del sistema. El modelo utiliza como datos de entrada la temperatura del aire obtenida de los escenarios del cambio climático y forzantes meteorológicas obtenidas del reanálisis atmosférico NCEP-NCARR como humedad relativa, velocidad del viento a 10 metros, cobertura de nubes, y presión atmosférica.

La humedad relativa, velocidad del viento y cobertura de nubes se interpolaron a la ubicación del Salar mediante el inverso de la distancia, mientras que para la presión atmosférica se realizó el mismo procedimiento pero con el inverso de la distancia altitudinal. El resultado se ajustó para que coincidiera con 3 mediciones puntuales de 3 días completos (de la Fuente & Meruane, 2016) de velocidad del viento, humedad relativa y temperatura del agua. Se realizó este procedimiento de ajuste a un conjunto pequeño de mediciones puntuales dada la escasez de datos meteorológicos medidos en la zona. Luego, con la serie de temperatura del agua y en base al balance energético expuesto en la misma fuente se estimó el calor sensible que se traduce finalmente en la evaporación potencial.

Como resultado se obtuvo la serie histórica y futura de evaporación potencial para los 4 escenarios de cambio climático a nivel horario.

Dadas las condiciones de escasa vegetación en la zona, se consideró la evapotranspiración potencial como evaporación potencial desde una laguna somera.

Validación de la serie

La validación de la serie se realizó a partir de la serie histórica y comparándola con la serie de evapotranspiración potencial obtenida en la sección 4.1.4.

Se promedió la serie histórica del cambio climático a nivel del paso de tiempo del modelo (cada 6 horas) para luego realizar el mismo procedimiento de validación que el de la serie de precipitación descrito en la sección anterior. El resultado se muestra en la Figura 6.6.

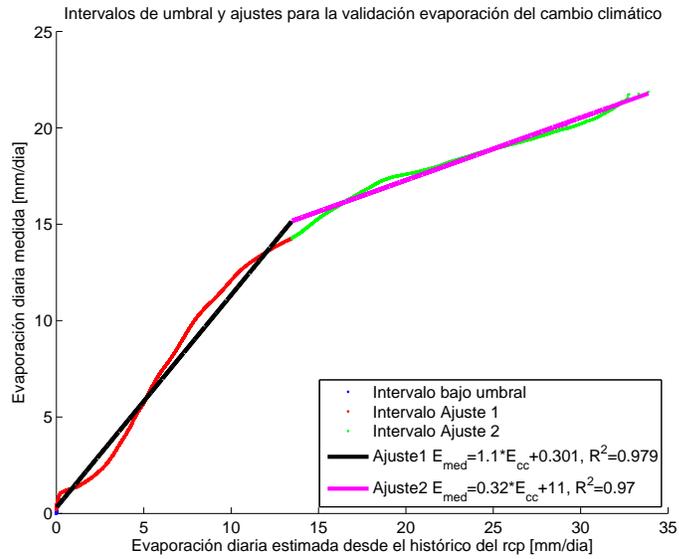


Figura 6.6: Intervalos de ajustes para la validación de la evapotranspiración potencial del cambio climático.

Finalmente se predijo la evapotranspiración potencial según los ajustes probabilísticos de la Figura 6.6, los resultados se muestran en la Figura 6.7 y en la Tabla 6.3. Estos ajustes se aplicaron, además, a cada una de las 4 series futuras correspondiente a cada uno de los escenarios de cambio climático, desde el 1 de Octubre del 2006 hasta el 30 de Septiembre del 2100, generando 94 años hidrológicos de información. La serie final utilizada se encuentra en el anexo digital.

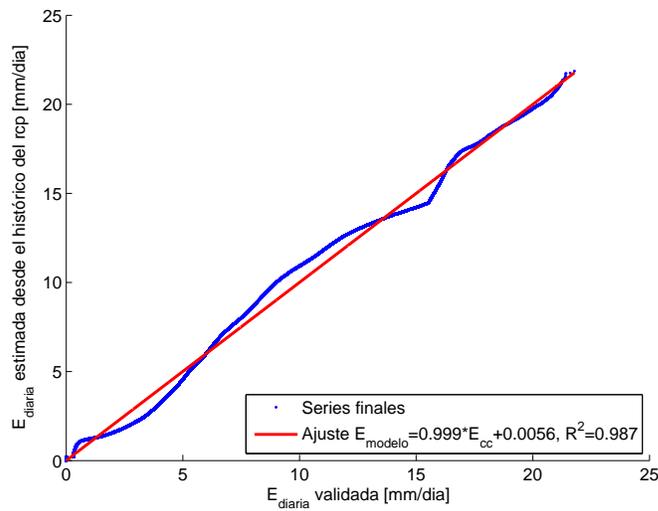


Figura 6.7: Validación de la evapotranspiración potencial del cambio climático.

Tabla 6.3: Estadísticos de las series de evapotranspiración para la simulación bajo cambio climático.

Estadístico\Serie	Serie Histórica		Serie Futura		
	$E_{validada}$	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
Media [mm/día]	3.62	3.63	3.69	3.65	3.64
Desviación estándar [mm/día]	4.41	4.25	4.30	4.27	4.26
Máximo [mm/día]	21.78	20.87	21.13	21.41	20.89
Mínimo [mm/día]	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Coefficiente de variación [%]	121.87	116.98	116.54	116.89	116.92

El resultado final de esta serie histórica, desde un punto de vista probabilístico, se muestra en la curva de duración expuesta en la Figura 6.8, donde además se exponen las curvas de las series futuras.

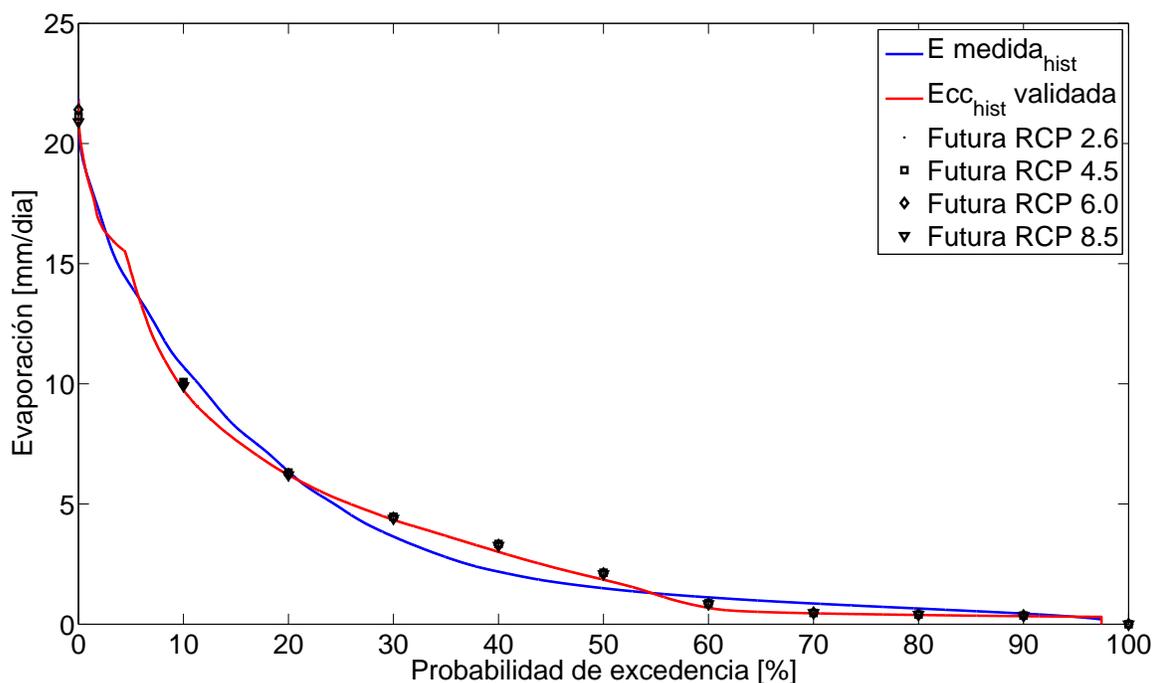


Figura 6.8: Curvas de duración para la serie medida y validada.

6.2 Distribución de variables hidrológicas

Con el fin de tener una noción general del comportamiento futuro de la precipitación anual en la zona, se presenta su evolución según escenarios con su respectiva tendencia.

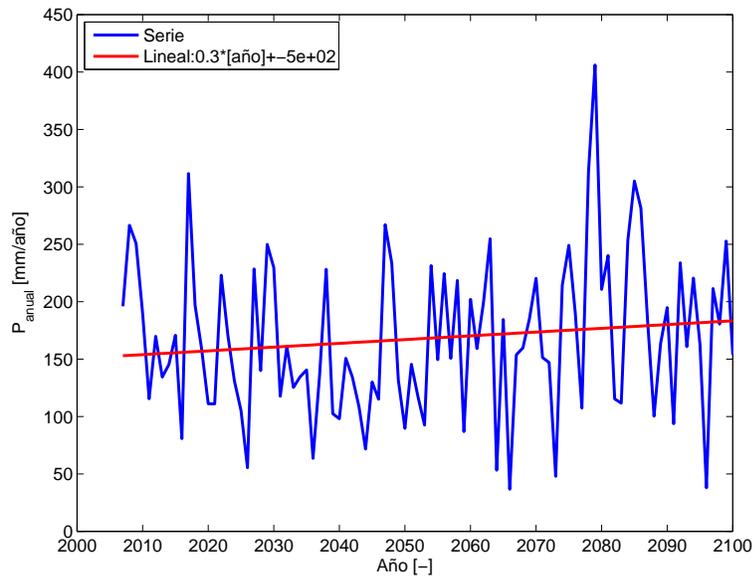


Figura 6.9: Evolución de la precipitación anual para el escenario RCP 2.6.

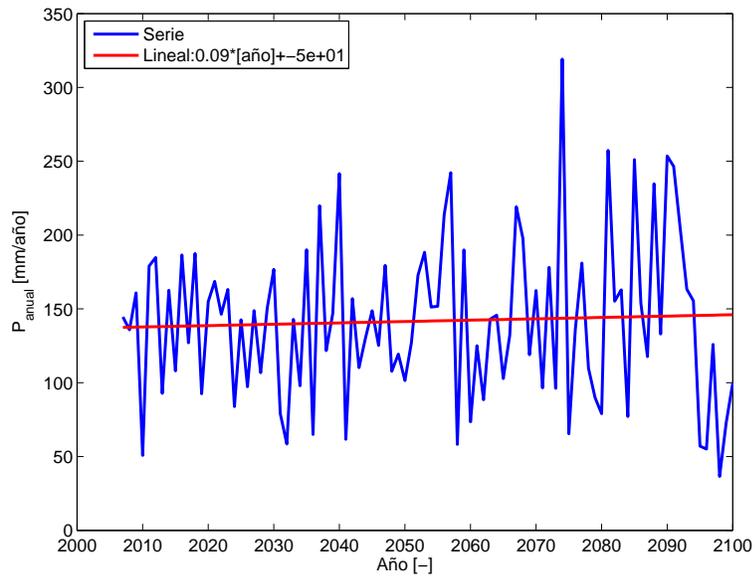


Figura 6.10: Evolución de la precipitación anual para el escenario RCP 4.5.

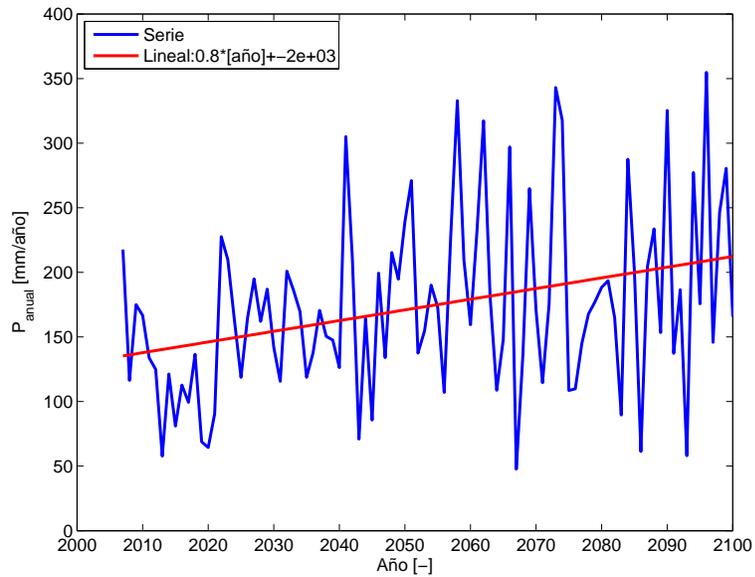


Figura 6.11: Evolución de la precipitación anual para el escenario RCP 6.0.

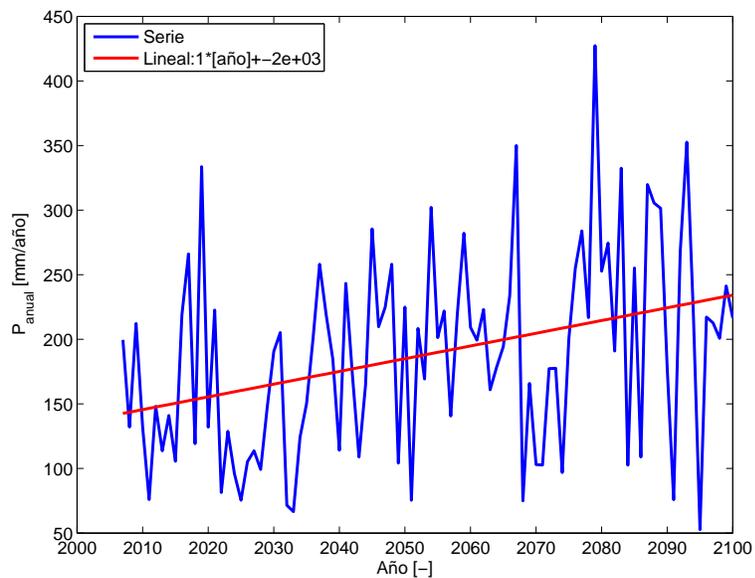


Figura 6.12: Evolución de la precipitación anual para el escenario RCP 8.5.

Se aplicó el modelo con los parámetros óptimos calibrados del capítulo anterior. Los valores de cada variable hidrológica modelada se compararon con la precipitación anual del año correspondiente para cada uno de los escenarios de cambio climático modelados. La evaporación en la cuenca es la simulada por TOPMODEL como total de las subcuencas modeladas y no incluye la evaporación en el Salar mismo. Además, cabe recalcar que se agrupan las variables caudal (Q) y percolación profunda (Perc) en un único ítem puesto que

la percolación, al igual que en la serie histórica, es despreciable frente a las demás variables hidrológicas. Los resultados se exponen en las Figuras 6.13, 6.16, 6.19 y 6.22. De esta forma, en el largo plazo si la cuenca es endorreica se debiese cumplir que $Q + Perc \approx E_{Salar}$, tal como se explica en la sección 5.5.

Para evaluar la disponibilidad de agua en el Salar se evaluó el adimensional $\frac{Q+Perc}{P_{anual}}$ para cada uno de los escenarios. Este adimensional cuantifica la fracción de la precipitación que queda finalmente como recarga al Salar y entre sus componentes están el caudal afluente al Salar (Q) y la percolación (Perc) que llega a éste. Los resultados se muestran en las Figuras 6.14, 6.17, 6.20 y 6.23.

Finalmente, si se suman el caudal, percolación y evaporación en las cuencas modeladas se obtienen las discrepancias con respecto a la precipitación anual mostradas en las Figuras 6.15, 6.18, 6.21 y 6.24. Estas discrepancias representan la variación de volumen anual en el volumen de control correspondiente a las subcuencas superficiales y subterráneas delimitadas, sin tomar en consideración el sector del Salar y se podrían interpretar como variación en el almacenamiento de las mismas.

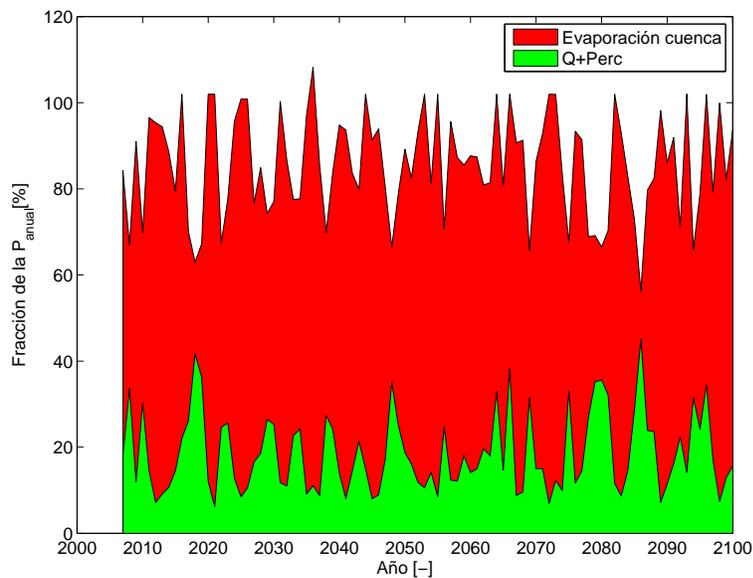


Figura 6.13: Distribución porcentual de variables hidrológicas anuales para el escenario RCP 2.6.

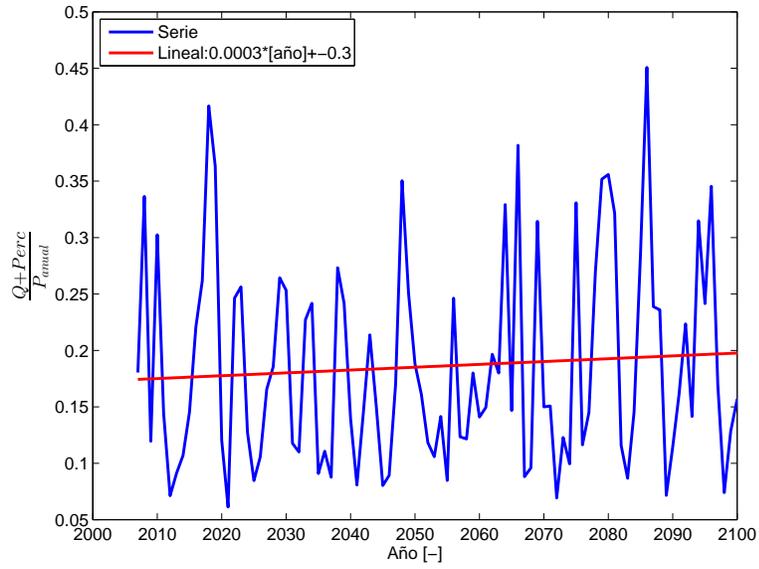


Figura 6.14: Evolución del agua disponible en el Salar para el escenario RCP 2.6.

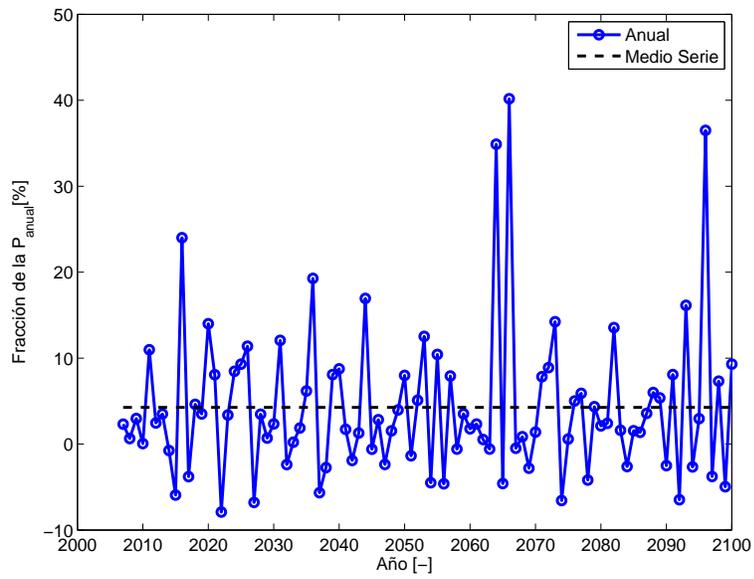


Figura 6.15: Porcentaje de discrepancia con respecto a la precipitación anual escenario RCP 2.6.

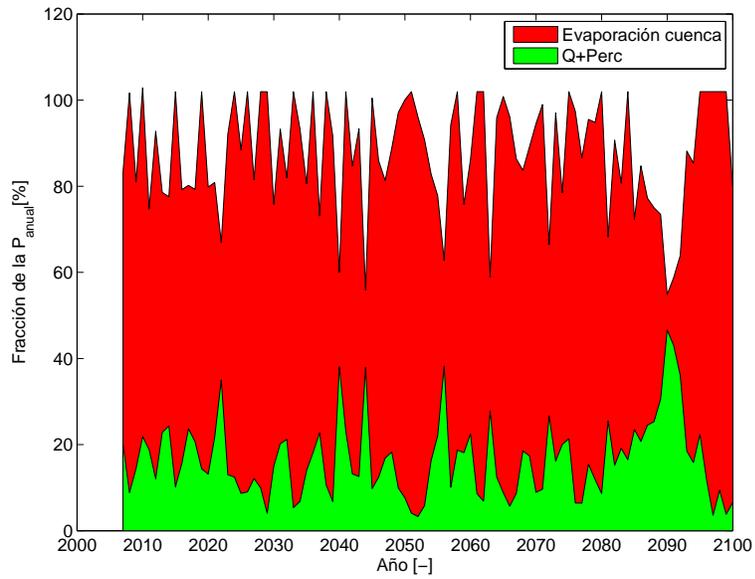


Figura 6.16: Distribución porcentual de variables hidrológicas anuales para el escenario RCP 4.5.

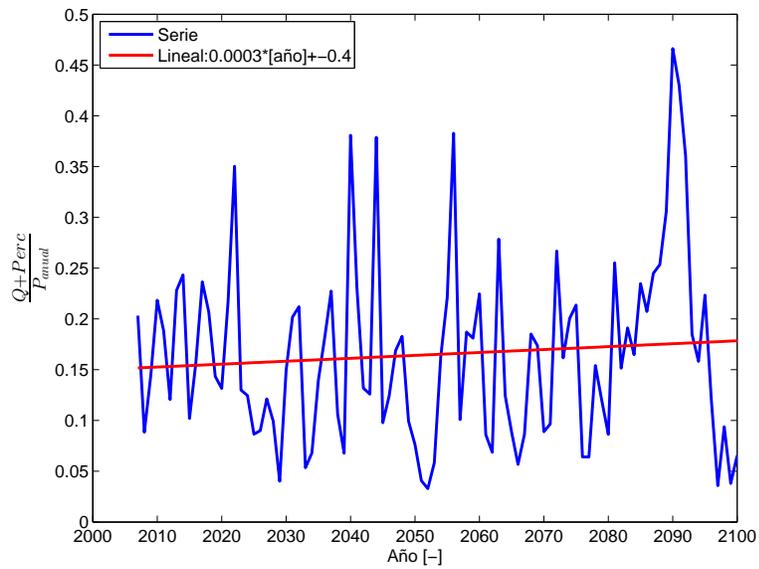


Figura 6.17: Evolución del agua disponible en el Salar para el escenario RCP 4.5.

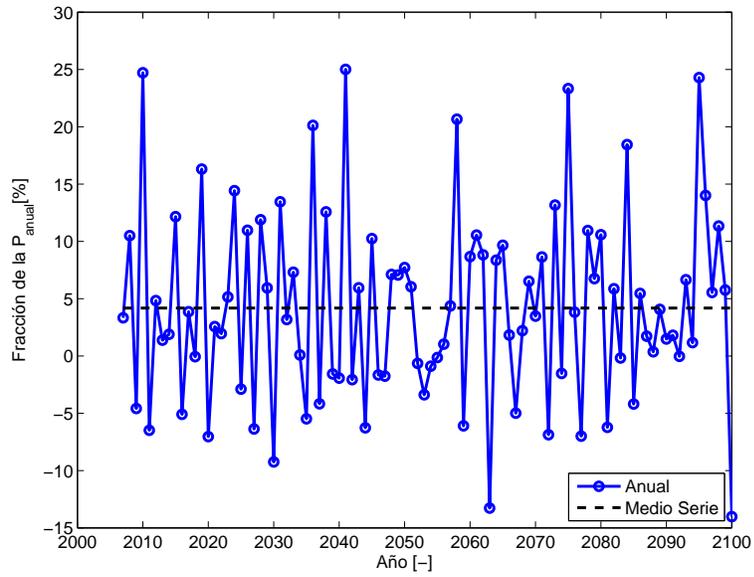


Figura 6.18: Porcentaje de discrepancia con respecto a la precipitación media anual escenario RCP 4.5.

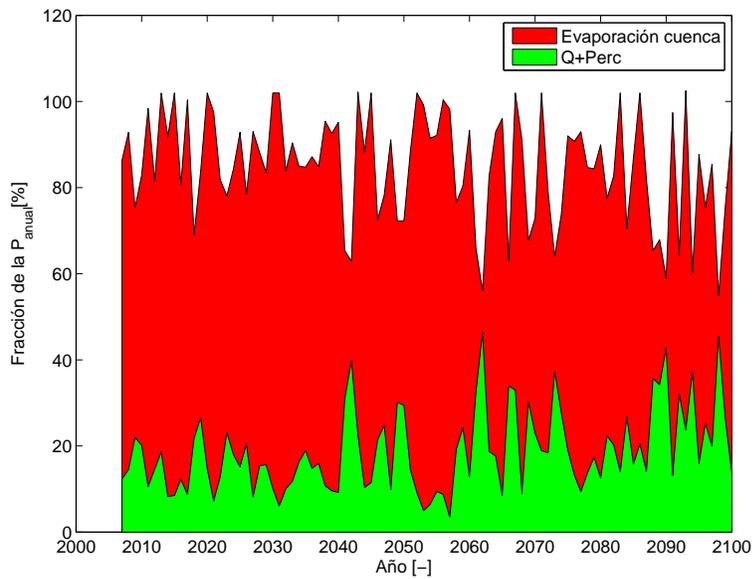


Figura 6.19: Distribución porcentual de variables hidrológicas anuales para el escenario RCP 6.0.

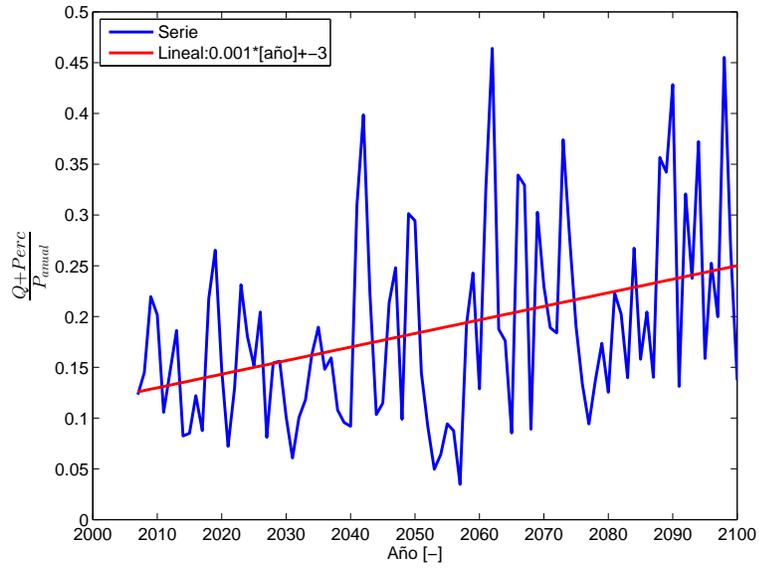


Figura 6.20: Evolución del agua disponible en el Salar para el escenario RCP 6.0.

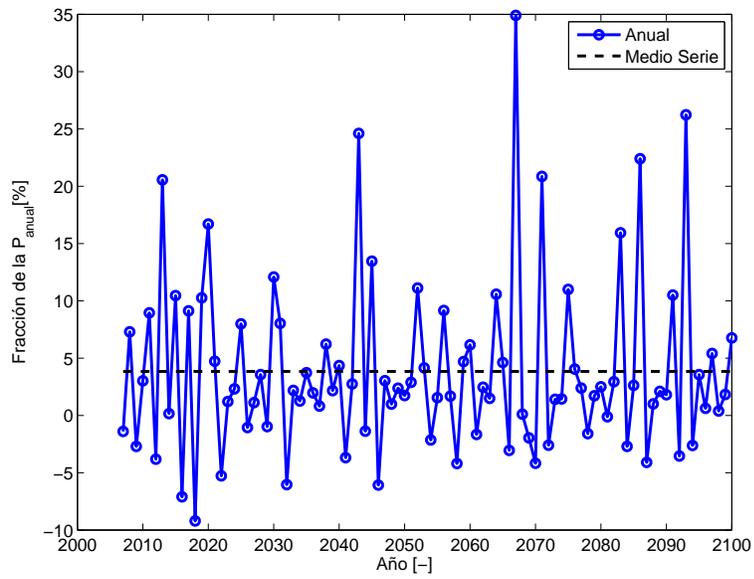


Figura 6.21: Porcentaje de discrepancia con respecto a la precipitación media anual escenario RCP 6.0.

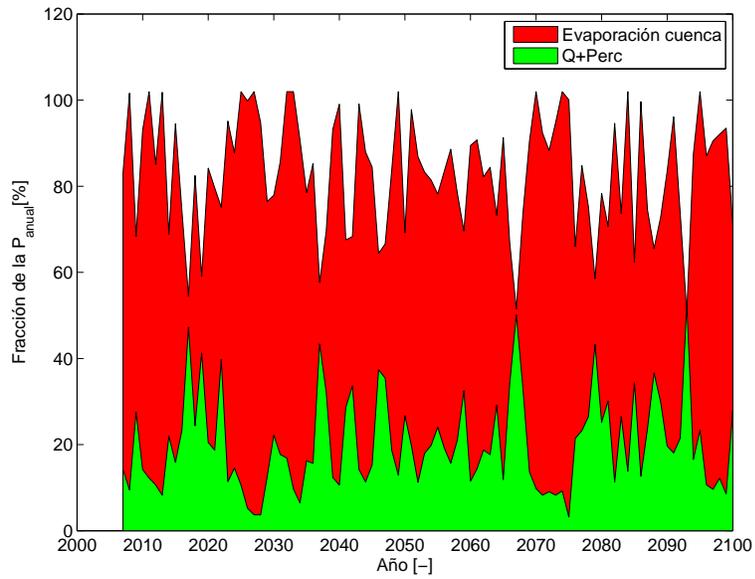


Figura 6.22: Distribución porcentual de variables hidrológicas anuales para el escenario RCP 8.5.

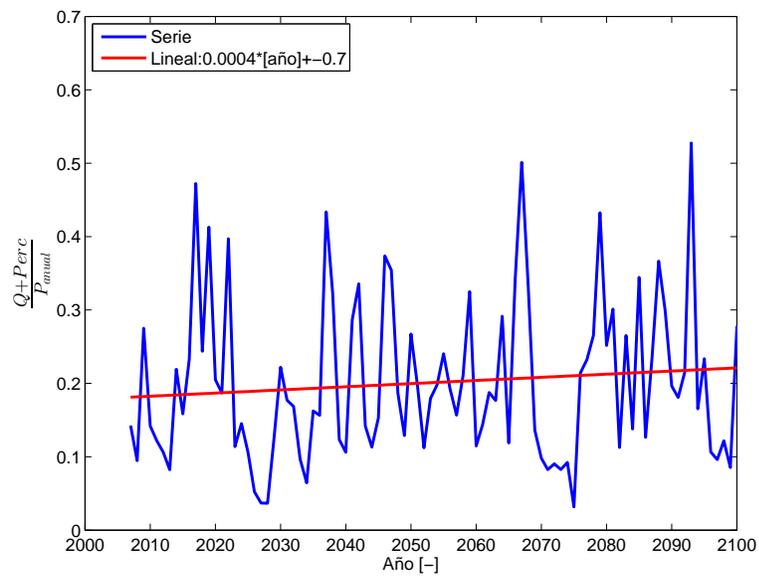


Figura 6.23: Evolución del agua disponible en el Salar para el escenario RCP 8.5.

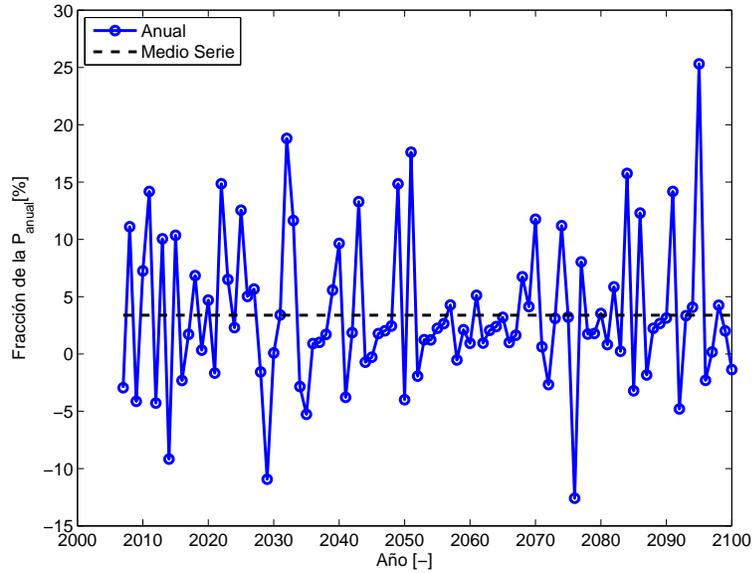


Figura 6.24: Porcentaje de discrepancia con respecto a la precipitación media anual escenario RCP 8.5.

Finalmente se muestran las tendencias, mediante la pendiente de la regresión lineal ajustada a la serie, de la precipitación anual y del agua disponible en el Salar con respecto a la precipitación anual de los escenarios modelados. Además se incluye el intervalo del ajuste de la pendiente al 95% de confianza para cada escenario, el cual está relacionado con el coeficiente R^2 de cada tendencia lineal ajustada.

No existen estudios que realicen proyecciones futuras del comportamiento tanto de las precipitaciones en la cuenca como la recarga al Salar por lo que resulta imposible realizar comparaciones al respecto.

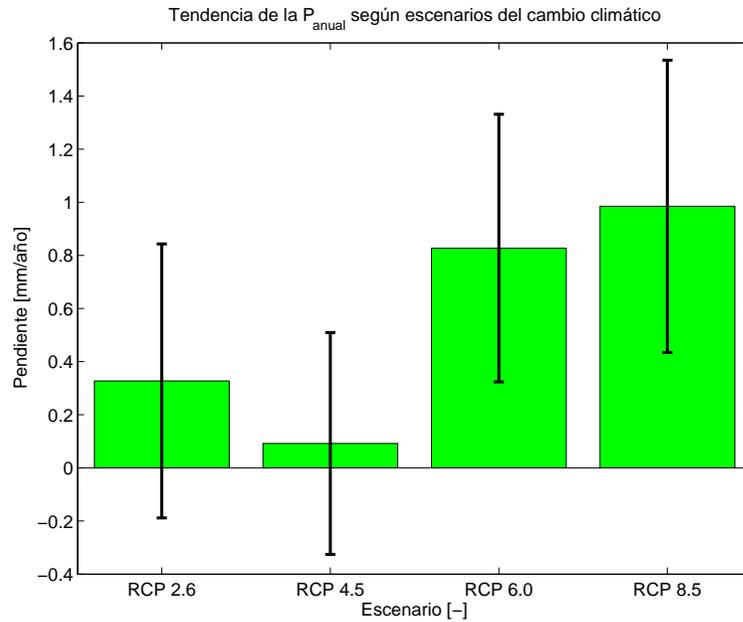


Figura 6.25: Tendencia de la precipitación anual según escenarios de cambio climático.

Se observa que todos los escenarios modelados muestran una tendencia al aumento con los años, sin embargo, al generar un intervalo de 95% confianza de la tendencia, se observa que sólo los dos escenarios más severos (RCP 6.0 y RCP 8.5) corresponden efectivamente a una tendencia de aumento temporal de la precipitación. El hecho de que los intervalos de confianza comprendan intervalos positivos y negativos para la pendiente del ajuste lineal de la serie, se correlaciona con la gran variabilidad que presentan los valores de las series futuras y la desviación con respecto a su valor predicho que se ve reflejada en el coeficiente R^2 de cada regresión. Este aumento de la precipitación con el tiempo se verifica en términos climatológicos, considerando una ventana de 30 años del 2070 al 2100, las precipitaciones en la zona aumentarán en un 55% y 70% con respecto a la media anual actual para los escenarios RCP 6.0 y RCP 8.5 respectivamente. Respecto de los escenarios RCP 2.6 y 4.5, debido a la incertidumbre asociada, no se puede concluir un aumento ni una disminución de las precipitaciones en la zona con un nivel de confianza aceptable.

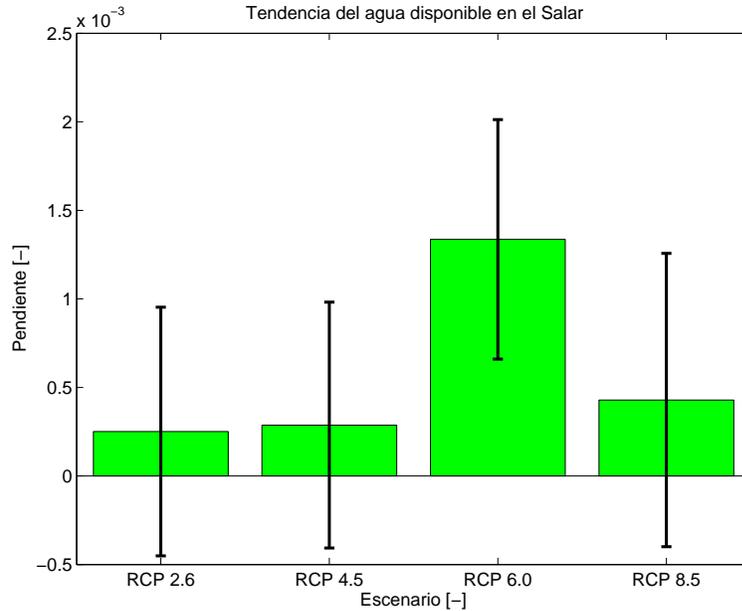


Figura 6.26: Tendencia del agua disponible en el Salar según escenarios de cambio climático.

De la figura se destaca que, al igual que la precipitación anual, la fracción del volumen de agua precipitada que queda disponible como recarga al Salar posee una tendencia creciente temporalmente. Sin embargo, las desviaciones de la tendencia generan que con un nivel de confianza de 95% sólo se puede aceptar que uno de los cuatro escenarios modelados (RCP 6.0) predice efectivamente un aumento en la recarga como fracción de la precipitación. Dicha fracción del volumen anual precipitado crece de un 13% actualmente a un 23% en los años 2070-2100, que corresponde a un aumento relativo de 38%. Este resultado genera incertidumbre para concluir sobre la recarga del Salar puesto que no existe una tendencia que correlacione el forzamiento radiativo, producto del cambio climático, con la entrada de agua al Salar, potencialmente evaporable.

6.3 Balance hídrico en el Salar

Se estimó el balance hídrico en el Salar de la misma forma que en la sección 5.5 en cuanto a metodología, condiciones iniciales y características geométricas.

El balance se realizó en cada tiempo de simulación (6 horas) con la serie histórica de los escenarios RCP desde el 1 de Octubre de 1984 hasta el 31 de Diciembre del 2005, generando 21 años hidrológicos de información común. Luego se realizó el mismo procedimiento desde el 1 de Enero de 2006 hasta el 31 de Diciembre de 2100, generando 94 años hidrológicos de información.

Los resultados de la evolución del área superficial y altura de la laguna se muestran en las Figuras 6.27 y 6.28 respectivamente, éstas se presentan a escala temporal anual para disminuir el ruido de la serie al comparar los cuatro escenarios simulados.

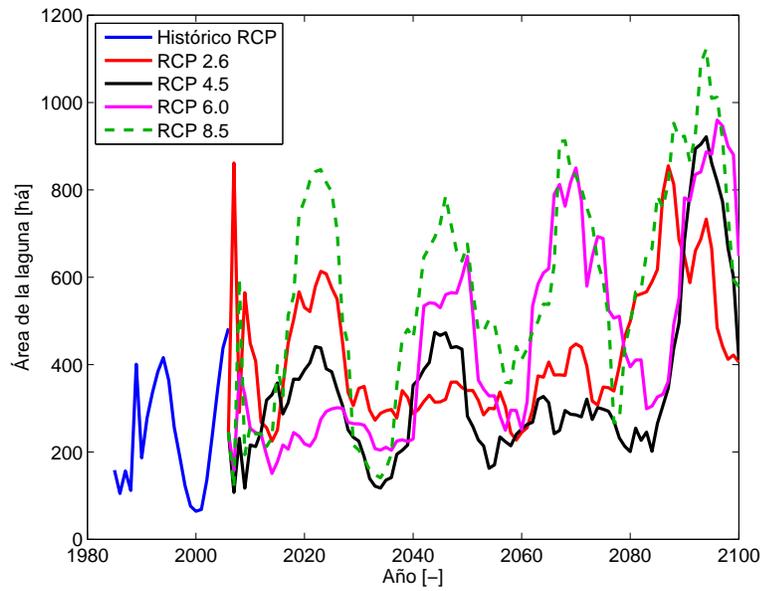


Figura 6.27: Evolución del área superficial de la laguna en el Salar bajo cambio climático.

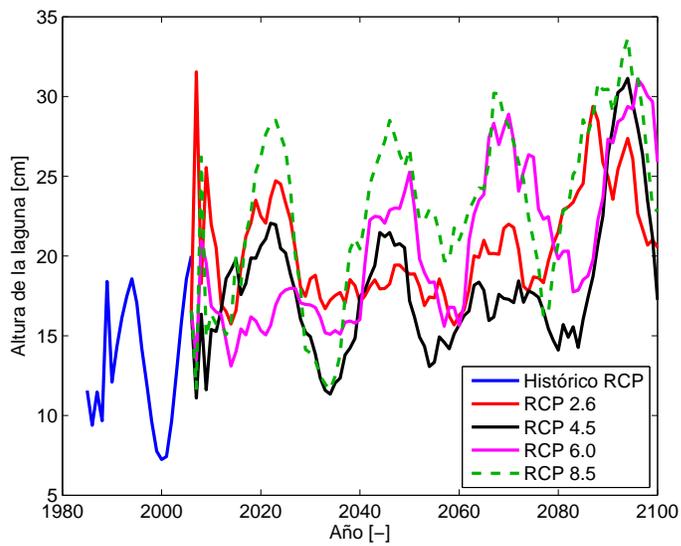


Figura 6.28: Evolución de la altura de la laguna en el Salar bajo cambio climático.

Se observa cierta ciclicidad en el comportamiento futuro de la laguna, con máximos

correspondientes con los periodos donde la evaporación potencial es mínima producto de la variación decadal de la temperatura del aire (T_a), hecho que se puede apreciar en la Figura 6.29.

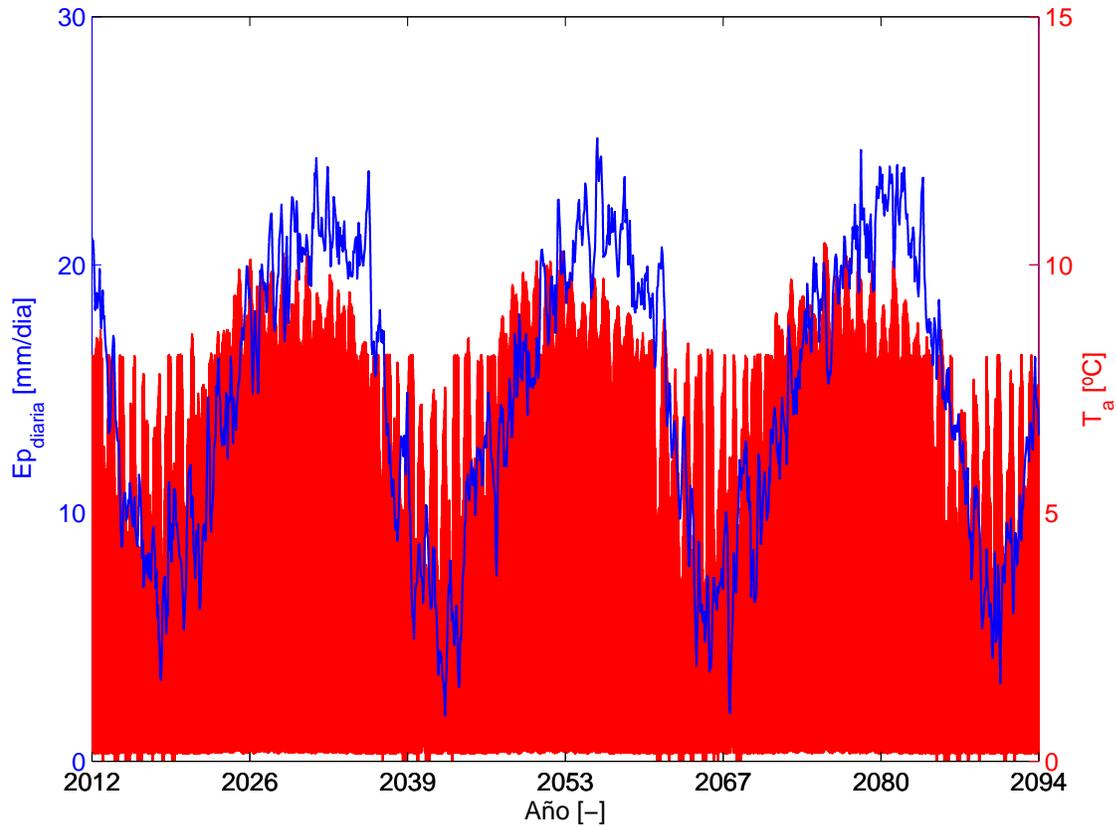


Figura 6.29: Comparación del comportamiento de la evaporación potencial y la temperatura del aire.

Los cambios porcentuales expuestos en la Tabla 6.4 se especifican comparando el promedio de los últimos 30 años de información (2070-2100) con el promedio de la serie histórica común considerada de los escenarios RCP (1984-2005).

Tabla 6.4: Dinámica del Salar bajo el cambio climático.

Escenario	RCP 2.6	RCP 4.5	RCP 6.0	RCP 8.5
Altura laguna [cm] (2070-2100)	22	19	24	24
Cambio [%] c/r serie histórica	60%	36%	74%	74%
Área laguna [ha] (2070-2100)	683	563	806	860
Cambio [%] c/r serie histórica	93%	59%	128%	144%

Producto del aumento en las precipitaciones en la zona y el consiguiente aumento de la fracción de la precipitación disponible como recarga al Salar, se tiene que la superficie del Salar y la altura media de la laguna crecen bajo los escenarios de cambio climático si se comparan con la actual, siendo mayor el aumento para el escenario más severo (RCP 8.5). No existe una tendencia que correlacione el forzamiento radiativo producto del cambio climático con el aumento del tamaño de la laguna.

Se debe agregar que la simulación futura de los escenarios RCP entrega un período de sequía completa de la laguna (entre febrero y octubre del 2006). Las situaciones expuestas a continuación pueden explicar este fenómeno inconcordante con la realidad, tanto de forma conjunta como separada.

1. La simplificación de una sola geometría cónica asumida para los sistemas lagunares asumida en balance hídrico no representa fielmente la dinámica del salar.
2. Problema de valor inicial del área asumida en el período histórico de la simulación futura, puesto que si bien con este valor se obtienen oscilaciones en torno al valor histórico asumido (257 [ha]), la sensibilidad a la condición inicial puede ser tal que se obtengan períodos de lagunas totalmente secas.
3. En las consideraciones para el cálculo del balance se desprecia la inercia del sistema entre la respuesta del suelo húmedo del salar y las variaciones en el nivel de la laguna, hecho que puede originar volúmenes de evaporación mayores desde el Salar mayores a los reales.
4. No existe un problema de inconcordancia con la realidad, pues la variabilidad intranual del sistema está sujeta al comportamiento de la recarga, que para efectos del balance se promedió anualmente, por lo que interpretar resultados a escalas de tiempo menores conlleva una gran fuente de error e incertidumbre asociada.

Capítulo 7

Análisis de sensibilidad de la escala temporal en la simulación hidrológica

Existe una diferencia probabilística entre las series de precipitación utilizadas para la simulación histórica y la futura del cambio climático, pues para esta última modelación se concentró la precipitación diaria entre las 12:00 y las 18:00 horas dados los antecedentes expuestos en Muñoz (2009); en cambio, la serie de precipitaciones históricas estimada desde el reanálisis atmosférico no presenta una distribución de probabilidades coherente con este hecho como se verifica en la Tabla 7.1. Por esta razón se creó una serie ficticia histórica simplemente adelantando en un paso de tiempo la serie de precipitación de modo que coincidiera la máxima probabilidad de lluvia con la máxima evaporación potencial y a su vez, fuese coherente con la máxima probabilidad de ocurrencia de precipitación según Muñoz (2009).

Tabla 7.1: Comparación de probabilidades de precipitación intradiaria

Serie\Intervalo horario	Probabilidad de que ocurra precipitación			
	00:00-06:00	06:00-12:00	12:00-18:00	18:00-24:00
Histórica estimada desde el reanálisis	12%	22%	17%	50%
Futura del R.C.P	0%	0%	100%	0%
Ficticia histórica	24%	16%	47%	13%

Se realizó un análisis de sensibilidad comparando los resultados de la simulación histórica en la descarga y recarga al salar al utilizar la serie de precipitación estimada desde el reanálisis (u original de aquí en adelante) y por otro lado usando la serie ficticia histórica. Los resultados se exponen en las Figuras 7.1, 7.2 y 7.3.

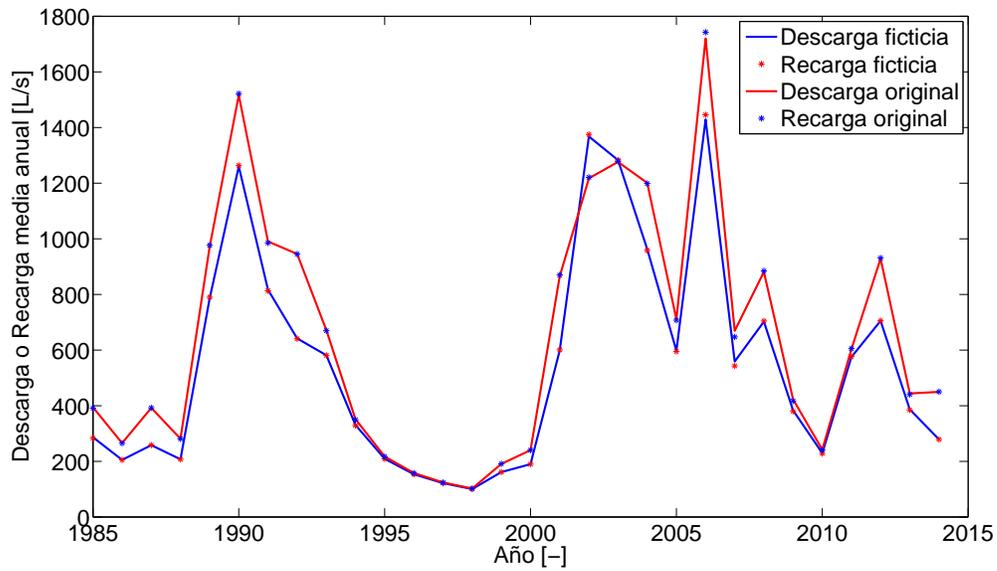


Figura 7.1: Comparación de la recarga al Salar ($Q+Perc$) y descarga por evaporación desde el mismo para las series anuales históricas original y ficticia.

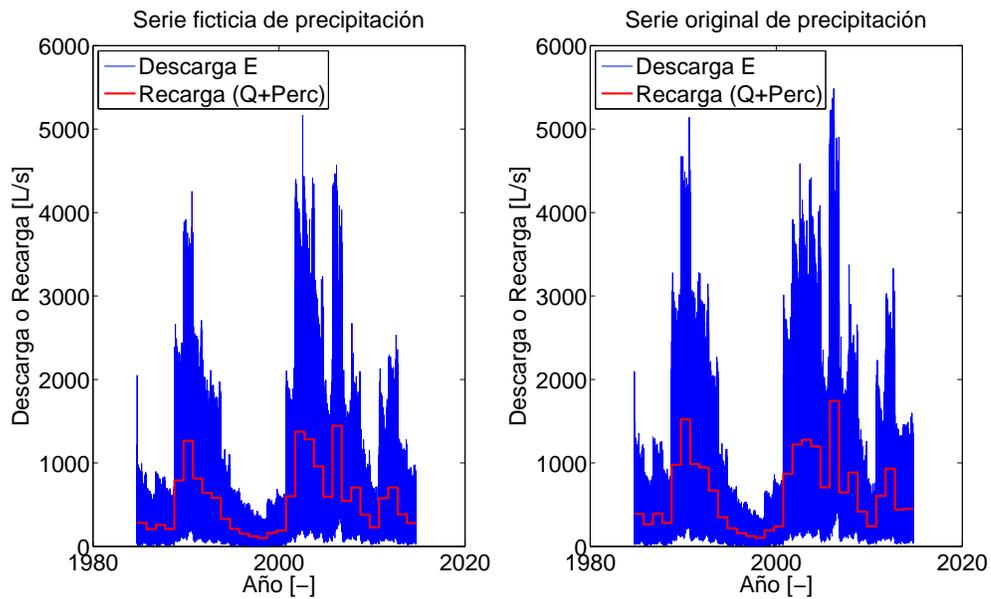


Figura 7.2: Comparación de la recarga y descarga en el Salar para las series históricas completas original y ficticia.

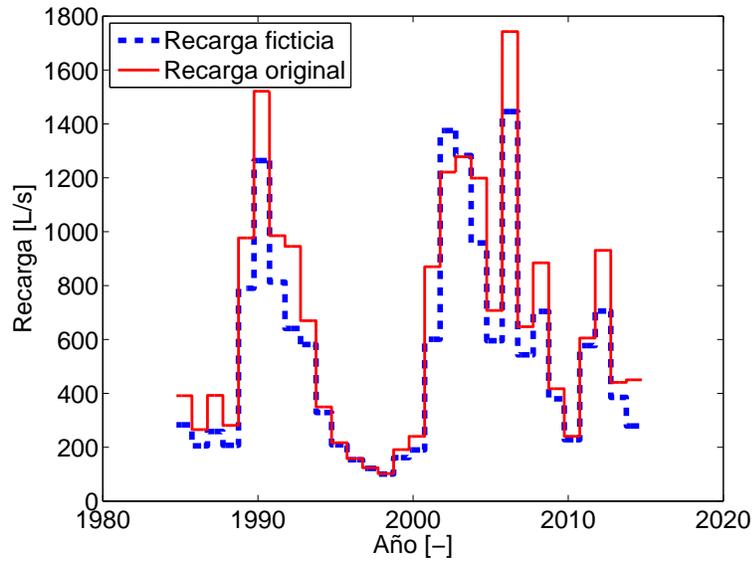


Figura 7.3: Comparación de la recarga al salar para las series históricas original y ficticia.

Considerando el periodo histórico completo, al considerar la serie de precipitación ficticia, la recarga promedio anual al salar disminuye de 648 a 546 [L/s], lo que representa una disminución porcentual de 16% con respecto a la serie histórica original estimada desde el reanálisis.

En la Tabla 7.2 se exponen las diferencias entre recarga y descarga potencial, comparables con la Tabla 5.4.

Tabla 7.2: Errores en el balance hídrico generados para la simulación histórica utilizando serie de precipitación ficticia.

Periodo	Diferencia [L/s]	Error Porcentual [%]
Calibración (1994-2014)	-56	-9.3
Validación (1984-1994)	-139	-20.5
Serie (1984-2014)	-84	-13.3

Se observa que existe una diferencia considerable al utilizar una serie u otra, puesto que, utilizando el mismo set de parámetros óptimos, los resultados pasan de sobrestimar la recarga en un 9.9% a subestimarla en un 9.3%.

El resultado anterior justifica el uso de un intervalo de tiempo de 6 horas en la simulación hidrológica, ya que el sólo hecho de distribuir de distinta forma un dato de entrada como la precipitación, genera un cambio en la recarga y descarga del Salar, por lo que cambiaría la calibración del modelo y con ello la distribución de las variables hidrológicas y los resultados

consiguientes en el balance hídrico del salar.

Capítulo 8

Conclusiones y Recomendaciones

8.1 Simulación Histórica

Existe una diferencia entre los resultados entregados por la simulación y los procesos hidrológicos observados en el Salar debido a que el modelo predice una permanente escorrentía superficial afluente al Salar generada en las subcuencas modeladas; sin embargo, en realidad el Salar no recibe escurrimientos superficiales de las subcuencas, solo de vertientes cercanas a las lagunas y que en su mayoría se ubican fuera del área modelada por TOPMODEL. Además, el modelo no predice flujo subterráneo profundo producto del gradiente regional, por lo que la recarga proveniente del acuífero al Salar se estimó por continuidad del flujo de percolación profunda generado en la cuenca en su totalidad y considerando que no existen variaciones en el almacenamiento en el largo plazo. Consecuencia de esto es que se pudo analizar la dinámica del Salar a una escala menor que la anual, dado que, al carecer de información directa del retraso del flujo a través del acuífero, la recarga se promedió anualmente. Considerando lo anterior, se obtuvo que la fracción de la precipitación que percola al acuífero es despreciable en comparación a la evaporación y la escorrentía, por lo que el reservorio hídrico subterráneo es frágil con respecto a su potencial de extracción puesto que su capacidad de renovación es muy pequeña. Este resultado es relevante para regular de manera sustentable las posibles futuras extracciones de agua subterránea en la zona y resguardar ambientalmente los flujos de las vertientes que desembocan en el Salar.

En términos generales, precipitan 134 mm al año, de los cuales prácticamente la totalidad de este volumen, alrededor del 90%, se evapora en la superficie de la cuenca sin considerar el salar; mientras que lo que escurre superficial y sub-superficialmente hacia el mismo sector corresponde a la fracción restante, aunque por errores de aproximación y de promedio en la serie completa que considera años extremadamente secos el modelo predice este valor en un 13%, que sin considerar tales extremos se reduce a un 12%. Cabe recalcar que la calibración del modelo asume que la totalidad de lo que escurre y lo que percola en la cuenca fluye hacia el Salar, entonces alrededor de un 10% de la precipitación media anual histórica se evapora en este sistema.

Por otro lado, en cuanto a la distribución espacial de las variables hidrológicas, se tiene que el aporte principal al Salar se genera al Norte de éste, por donde escurre el Río Collacagua, con 79% de la contribución total, un 11% proviene desde las laderas del sector Oriente al Salar, 4% del sector Sur y 7% del sector Sur-Poniente. Los flujos evaporativos desde el suelo de la cuenca poseen la misma distribución espacial anterior. No existen zonas

geográficas privilegiadas en cuanto a su aporte de recarga al Salar o a la descarga por evaporación, puesto que todos los flujos por unidad de área de las subcuencas modeladas se encuentran dentro del mismo orden.

La calibración, aunque poco ortodoxa en el contexto de cuencas exorréicas debido a que no se comparan los resultados de la misma variable medida, resultó exitosa, generando errores de la recarga con respecto de la descarga de 9.9% para el periodo de calibración y 1.1% para el de validación.

Al realizar el balance hídrico en el salar con los resultados de la simulación histórica, el área promedio de la laguna resulta de 266 [ha] que corresponde a un aumento de 3.5% con respecto a la condición inicial, hecho que valida el supuesto utilizado en la calibración que postula que el área permanece constante en el largo plazo.

8.2 Simulación bajo escenarios de cambio climático

Los resultados de la simulación futura bajo escenarios de cambio climático corresponden a los interpretados de las series de temperatura y precipitación diaria del modelo HadGEM2-AO, que es un caso particular de la amplia gama de modelos de físicos que reproducen la dinámica de la atmósfera. Por esta razón se deben considerar sólo como un ejercicio preliminar e interpretarlos con cautela puesto que, para determinar la dinámica real del sistema hidrológico y las posibles tendencias del salar en el futuro, se requiere modelar para todos los modelos de cambio climático disponibles (aproximadamente 58 según el sitio web del IPCC) y sus combinaciones con cada uno de los escenarios de cambio climático para así obtener un rango posible de tendencias y cuantificar la incertidumbre asociada.

Al analizar con el modelo de simulación HadGEM2-AO, los cuatro escenarios de cambio climático; RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0 y RCP 8.5, todos muestran un aumento de la precipitación con el transcurso del tiempo, sin embargo, al generar un intervalo de 95% confianza de la tendencia, se observa que sólo los dos escenarios más severos de forzamiento climático (RCP 6.0 y RCP 8.5) corresponden efectivamente a una tendencia de aumento temporal de la precipitación. El hecho de que los intervalos de confianza comprendan intervalos positivos y negativos para la pendiente del ajuste lineal de la serie se correlaciona con la gran variabilidad que presentan los valores de las series futuras y la desviación con respecto a su valor predicho, que se ve reflejada en el coeficiente R^2 de cada regresión. Este aumento de la precipitación con el tiempo se verifica en términos climatológicos, considerando una ventana de 30 años del 2070 al 2100, las precipitaciones en la zona aumentarán en un 55% y 70% con respecto a la media anual actual para los escenarios RCP 6.0 y RCP 8.5 respectivamente. Respecto de los escenarios RCP 2.6 y 4.5, debido a la incertidumbre asociada, no se puede concluir un aumento ni una disminución de las precipitaciones en la zona con un nivel de confianza aceptable.

En cuanto a la fracción del volumen de agua precipitada que queda disponible como recarga al Salar se observa que, al igual que la precipitación anual, posee una tendencia creciente temporalmente. Sin embargo, las desviaciones de la tendencia generan que con un nivel de confianza de 95% sólo se puede aceptar que uno de los cuatro escenarios modelados (RCP 6.0) predice efectivamente un aumento en la recarga como fracción de la precipitación, asumida por la modelación mediante TOPMODEL como caudal superficial, subsuperficial y percolación profunda. Dicha fracción del volumen anual precipitado crece de un 13% actualmente a un 23% en los años 2070-2100, que corresponde a un aumento relativo de 38%. Este resultado genera incertidumbre para concluir sobre la recarga del Salar puesto que no existe una tendencia que correlacione el forzamiento radiativo, producto del cambio climático, con la entrada de agua al Salar, potencialmente evaporable.

Producto del aumento en las precipitaciones en la zona y el consiguiente aumento de la fracción de la precipitación disponible como recarga al Salar, se tiene que la superficie del Salar y la altura media de la laguna crecen bajo los escenarios de cambio climático si se comparan con la actual, siendo mayor el aumento para el escenario más severo (RCP 8.5), con un aumento de 1.4 veces el área y un 74% en la altura de la laguna. No existe una tendencia que correlacione el forzamiento radiativo producto del cambio climático con el aumento del tamaño de la laguna.

Se observa también un fenómeno no-lineal del caudal evaporado con el área evaporativa del Salar, puesto que promediando en el período de simulación histórica, la descarga anual es igual a la recarga anual, sin embargo, al variar el área con la altura de la laguna en cada paso de tiempo según el balance de volumen, se tienen áreas variables por lo que aunque promediando anualmente los flujos sean iguales, las áreas promedio anuales no se mantienen constantes.

El comportamiento futuro del área y altura de la laguna presenta cierta ciclicidad que se relaciona con las variaciones decadales de la temperatura del aire, la cual influye directamente en la evaporación potencial. Así, se tienen máximos cuando la evaporación potencial es mínima y viceversa.

8.3 Análisis de sensibilidad de la escala temporal en la simulación hidrológica

Los datos de precipitación del reanálisis atmosférico “ERA-Interim Project, Single Parameter 6-Hourly Surface Surface Forecast Time Series” resultan poco confiables para analizar la dinámica del sistema del Salar a escala intradiaria, puesto que presentan un desfase temporal de 6 horas en la mayor probabilidad de ocurrencia de lluvia con respecto a lo que se ha medido en estaciones pluviométricas dentro de la cuenca. Aún así, resultan útiles

para obtener información de volúmenes de agua precipitada a escala diaria y reproducir la hidrología del Salar a la misma escala de tiempo, siempre y cuando se simule con un modelo hidrológico que simule el flujo subterráneo a través del acuífero a esta misma escala temporal.

Al variar la probabilidad máxima de ocurrencia de precipitación de la serie, desplazándola en un paso de tiempo, se genera una disminución de 16% en la recarga al salar por lo que se justifica el uso de un intervalo de tiempo de 6 horas en la simulación hidrológica. Este resultado conlleva también cambios en la descarga por evaporación en el Salar, por lo que la distribución intradiaria de la precipitación es relevante al momento de modelar la hidrología del Salar.

8.4 Sugerencias para trabajos futuros

Con el fin de aportar más y mejores antecedentes sobre la hidrología del Salar, se recomienda realizar estudios para caracterizar mejor el comportamiento de la evaporación en el Salar (incluyendo cada una de sus componentes: desde el subsuelo, de vegas y bofedales y desde las lagunas someras) con los niveles de la laguna producto de la recarga al sistema. Este trabajo podría ser realizado utilizando instrumentos de percepción remota como imágenes satelitales a una escala temporal adecuada para predecir el comportamiento en eventos de sequías y/o precipitación, de esta forma, se podría analizar la dinámica y estacionalidad de dichos niveles y comprobar o rechazar la hipótesis utilizada en la calibración del modelo utilizado en esta tesis, la cual asume que, el área de la laguna permanece constante en el periodo de calibración.

En el presente informe se asumió que la humedad en el suelo del Salar sufre cambios al mismo tiempo que el agua superficial presente en la laguna, lo cual no es cierto. Con el objetivo de mejorar ese aspecto, se recomienda estimar el retardo en la respuesta del agua presente en el subsuelo del Salar con respecto a las entradas del sistema.

Se necesita además, simular la hidrología de la zona con un modelo hidrológicamente distribuido que pueda representar heterogéneamente las precipitaciones, puesto que existe un gradiente de precipitación con la elevación en las zonas más altas de la cuenca. Además tal modelo debe admitir como dato de entrada las variables hidrológicas de las zonas altas y representar el flujo a través del acuífero profundo producto del gradiente regional, para así representar de mejor manera la dinámica de la recarga real al Salar.

Se deben realizar estudios que analicen la posible conexión de las aguas subterráneas con cuencas aledañas, puesto que si bien se ha planteado en estudios anteriores dicha hipótesis, no existe certeza al respecto y, en el caso de existir tal conexión, la calibración de los parámetros ocupada en este trabajo pierde validez y el balance hídrico se debiese realizar considerando dicha descarga.

Finalmente, para obtener un rango de resultados de la simulación hidrológica futura bajo escenarios de cambio climático, se deben considerar todos los modelos físicos disponibles para reproducir la dinámica atmosférica acoplándolos con cada uno de los escenarios. Con todo esto se pueden generar intervalos de confianza respecto a la situación futura del Salar y las lagunas y cuantificar mejor la incertidumbre asociada.

Bibliografía

- ACOSTA, O. (2004). Impactos de las extracciones de agua subterránea en el salar del huasco (norte de Chile). Tesis de Máster. Departamento de Ingeniería del Terreno, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona .
- ACOSTA, O. & CUSTODIO, E. (2008). Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar de Huasco (norte de Chile). *Boletín Geológico Minero* **119**, 33–50.
- BELLOUIN, N., COLLINS, W., CULVERWELL, I., HALLORAN, P., HARDIMAN, S., HINTON, T., JONES, C., McDONALD, R., McLAREN, A., O'CONNOR, F. *et al.* (2011). The hadgem2 family of met office unified model climate configurations. *Geoscientific Model Development* **4**(3), 723–757.
- BEVEN, J. K. (2000). *Rainfall-Runoff Modelling The Primer*, John Willey & Sons Ltd, New York .
- BEVEN, K. (1986). Runoff production and flood frequency in catchments of order n: an alternative approach. In: *Scale problems in hydrology*. Springer, pp. 107–131.
- BEVEN, K. (1997). Topmodel user notes. *Windows Version* **97**.
- BEVEN, K. & KIRKBY, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. *Hydrological Sciences Journal* **24**(1), 43–69.
- BILLINGHURST (1893). La irrigación de Tarapacá. Santiago, Chile .
- BRUGGEN, J. (1918). Informe sobre el agua subterránea en la Región de Pica. Corporación de Fomento de la Producción (CORFO). Chile .
- CASTILLO URRUTIA, O. (1960). El agua subterránea en el norte de la Pampa del Tamarugal. boletín 5. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago, Chile .
- CIVILES, B. I. *et al.* (1985). Análisis de la red hidrometeorológica nacional. Regiones: I, II, III y IV. Tomo I. Dirección General de Aguas (DGA). Santiago, Chile .
- CLARK, C. (1945). Storage and the unit hydrograph. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **110**(1), 1419–1446.

- COLLAHUASI GP CONSULTORES, L. (2003). Modelo hidrogeológico de gestión del sistema hídrico del Salar del Huasco. Informe Final de modelación para la Dirección General de Aguas. Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi SCM. Santiago, Chile .
- CORFO & IREN (1976). Inventario de recursos naturales por método de percepción del satélite landsat i región de tarapacá. *Ministerio de Obras Públicas (inédito)* .
- DE LA FUENTE, A. & MERUANE, C. (2016). Spectral model for computing the influence of sediment on water temperature in shallow lagoons (en preparación) .
- DE LA FUENTE, A. & NIÑO, Y. (2010). Temporal and spatial features of the thermohydrodynamics of shallow salty lagoons in northern chile. *Limnology and Oceanography* **55**(1), 279–288.
- DGA (1987). *Balance Hidrológico de Chile. Santiago, Chile.*
- DICTUC (2005). Estudio Hidrogeológico Conceptual y Numérico del Funcionamiento de la Cuenca del Salar de Coposa. Informe Técnico .
- DINGMAN, R. J. & GALLI, C. O. (1965). Geology and ground-water resources of the Pica area, Tarapaca province, Chile. In: *Geological Survey Bulletin 1189.*
- FEDAK, R. (1999). *Effect of spatial scale on hydrologic modeling in a headwater catchment.* Ph.D. thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University.
- FRANCHINI, M., WENDLING, J., OBLED, C. & TODINI, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the topmodel. *Journal of Hydrology* **175**(1), 293–338.
- GLADE, A. A. (1993). *Libro rojo de los vertebrados terrestres de Chile.* CONAF Santiago.
- GRILLI, A., AGUIRRE, E., DURÁN, M., TOWNSEND, F., GONZÁLEZ, A. *et al.* (1999). Origen de las aguas subterráneas del sector Pica-Salar del Huasco, Provincia de Iquique, I Región de Tarapacá. In: *Agua y medio ambiente: desafíos del tercer milenio.* AIDIS, pp. 1–18.
- GRILLI, A. & VIDAL, F. (1986). Evaporación desde salares: metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación en las regiones I y II .
- HERRERA, V., DE GREGORI, I. & PINOCHET, H. (2009). Assesment of trace elements and mobility of arsenic and manganese in lagoon sediments of the salars of huasco and coposa, chilean altiplano. *Journal of the Chilean Chemical Society* **54**(3), 282–288.
- HOUSE, H. (1962). Recursos de agua subterránea de la zona norte. *Ministerio de Obras Públicas (inédito)* .
- HUANG, B. & JIANG, B. (2002). Avtop: a full integration of topmodel into gis. *Environmental Modelling & Software* **17**(3), 261–268.

- HURLBERT, S. H. & KEITH, J. O. (1979). Distribution and spatial patterning of flamingos in the andean altiplano. *The Auk* , 328–342.
- IPLA, L. (1986). Estudio del Mapa Hidrogeológico Nacional Escalas 1:1.000.000 y 1:2.500.000 .
- IRH (1983). Evaluación de los recursos de aguas superficiales de la provincia de iquique. *Ministerio de Obras Públicas (inédito)* .
- JICA, P. C., DGA (1995). The study on the development of water resources in northern Chile (el estudio sobre el desarrollo de los recursos de agua en la parte Norte de Chile). Gobierno de la República de Chile .
- KARZULOVIC, J. & GARCÍA, F. (1978). Evaluación de los recursos hídricos de la provincia de Iquique. Antecedentes básicos. Dirección General de Aguas (DGA). *Ministerio de Obras Públicas (inédito)* .
- KARZULOVIC, J. & GARCÍA, F. (1979). Evaluación de los recursos hídricos de la provincia de Iquique I Región de Tarapacá. Dirección General de Aguas (DGA). *Ministerio de Obras Públicas (inédito)* .
- KIRKBY, M. *et al.* (1975). *Hydrograph modelling strategies*. Department of Geography, University of Leeds.
- KOHLN, W. (1972). Hidrografía de las zonas desérticas de Chile .
- LICTEVOUT, E., MAASS, C., CÓRDOBA, D., HERRERA, V. & PAYANO, R. (2013). Recursos hídricos de la región de tarapacá: Diagnóstico y sistematización de la información. *CIDERH, UNAP, Santiago de Chile* .
- LOBO PARGA, E. *et al.* (1978). Recursos de agua en Chile. In: *Recursos de agua en Chile*. Ministerio de Obras Públicas.
- MOSS, R. H., EDMONDS, J. A., HIBBARD, K. A., MANNING, M. R., ROSE, S. K., VAN VUUREN, D. P., CARTER, T. R., EMORI, S., KAINUMA, M., KRAM, T. *et al.* (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* **463**(7282), 747–756.
- MUÑOZ, J. (2009). 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. Etapa II. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental, Pontificia Universidad Católica de Chile para Dirección General de Aguas (DGA) .
- NIEMEYER, H. (1980). Hoyas hidrográficas de Chile: Primera Región .
- NIEMEYER, H. & CERECEDA, P. (1984). Hidrografía. geografía de Chile, tomo viii. *Santiago: Instituto Geográfico Militar* .

- ORB RIVEROS, C. A. (2008). Estimación de caudales medios mensuales afluentes al humedal Pajonales de Tilicura. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Universidad de Chile .
- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L. & MILLER, N. (1983). Green-ampt infiltration parameters from soils data. *Journal of hydraulic engineering* **109**(1), 62–70.
- RISACHER, F., ALONSO, H. & SALAZAR, C. (1998). Geoquímica de cuencas cerradas, I, II y III Regiones.
- SINGH, V. P. *et al.* (1995). Computer models of watershed hydrology. *Water Resources Publications. Colorado* , 627–668.
- TARBOTON, D. G. (2003). Rainfall-runoff processes. *Utah State University* .