



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERÍA

**ESTIMACIÓN DE LA RECARGA DEL
ACUÍFERO SALAR DEL HUASCO EN
BASE A UN MODELO DE
PRECIPITACIÓN-ESCORRENTÍA Y UNA
CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA**

JAVIER URIBE BARRERA

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

Profesor Supervisor:
JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ PARDO

Santiago de Chile, Agosto, 2012

© 2012, Javier Uribe Barrera



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE
ESCUELA DE INGENIERÍA

**ESTIMACIÓN DE LA RECARGA DEL
ACUÍFERO SALAR DEL HUASCO EN BASE A
UN MODELO DE PRECIPITACIÓN-
ESCORRENTÍA Y UNA CARACTERIZACIÓN
ISOTÓPICA**

JAVIER URIBE BARRERA

Tesis presentada a la Comisión integrada por los profesores:

JOSÉ F. MUÑOZ PARDO

FRANCISCO I. SUÁREZ POCH

ORLANDO J. ACOSTA LANCELLOTTI

PABLO J. RENGIFO OYARCE

FRANCO W. PEDRESCHI PLASENCIA

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

Santiago de Chile, Agosto, 2012

A Gaviota, mis padres, hermanas y
amigos, que me acompañaron siempre

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todos quienes con su ayuda y apoyo han colaborado en la realización de este trabajo.

Al profesor José F. Muñoz por las oportunidades, gestiones y confianzas, y por su constante orientación, motivación y enseñanza durante el desarrollo de esta investigación.

A Francisco Suarez, Orlando Acosta, Pablo Rengifo y Franco Pedreschi, integrantes de la comisión evaluadora de este trabajo, por sus aportes y comentarios.

A la Agencia Internacional de Energía Atómica por el interés en apoyar la investigación y a los participantes del proyecto CHI/8/029, representados en Evelyn Aguirre (CCHEN) y Ricardo Oyarzún (U. de La Serena), por el apoyo técnico.

A mis compañeros, profesores y administrativos del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental por conformar un ambiente ideal para trabajar, en especial a Eduardo por su ayuda y compañía durante este proceso.

A mis compañeros de GeoHidrología por los aportes, enseñanzas transmitidas y tiempo invertido.

A Pedro Carril (DGA Tarapacá) por su apoyo técnico y logístico en la realización de campañas en terreno.

A Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi por facilitar información importante para el trabajo. A ARCADIS Chile por la beca entregada durante el año 2009.

Finalmente agradezco a Gaviota, mis padres, a Bárbara y Camila, a mis amigos y compañeros de tesis, por siempre transmitirme calma y confianza, por el tiempo compartido y cedido, y por ser una constante inspiración.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
ÍNDICE DE TABLAS	vi
ÍNDICE DE FIGURAS.....	vii
RESUMEN.....	ix
ABSTRACT.....	x
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. ÁREA DE ESTUDIO	3
3. MATERIALES Y MÉTODOS.....	7
3.1 Modelo de simulación hidrológica.....	7
3.1.1 Calibración del modelo MPE.....	14
3.1.2 Aplicación del modelo MPE.....	16
3.2 Caracterización isotópica	18
3.2.1 Precipitación	20
3.2.2 Aguas superficiales	21
3.2.3 Aguas subterráneas	21
3.2.4 Conexión entre Salar del Huasco y Pica.....	21
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	22
4.1 Modelo de simulación hidrológica.....	22
4.1.1 Calibración del modelo MPE.....	22
4.1.2 Aplicación del modelo MPE.....	28
4.2 Caracterización isotópica	34
4.2.1 Precipitación	37
4.2.2 Aguas superficiales.....	39

4.2.3 Aguas subterráneas	40
4.2.4 Conexión entre Salar del Huasco y Pica.....	47
5. CONCLUSIONES	49
BIBLIOGRAFÍA	51
A N E X O S	56
Anexo A: Análisis hidrológico.....	57
Anexo B: Flujos e interacciones entre zonas de almacenamiento	69
Anexo C: Análisis isotópicos en torno al Salar del Huasco.....	75
Anexo D: Colectores de precipitación para el análisis isotópico.....	87

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 3-1: División del Salar del Huasco en subcuencas para la aplicación del modelo MPE	8
Tabla 3-2: Variables hidrometeorológicas en estación Collacagua utilizados para la calibración y aplicación del modelo MPE	12
Tabla 3-3: Parámetros del modelo MPE para determinar el comportamiento hidrológico de cada HRU	13
Tabla 4-1: Caudal medio observado (L/s) en las estaciones de calibración y el flujo base (L/s), flujo directo (L/s) y caudal medio (L/s) simulado por el modelo MPE..	25
Tabla 4-2: Recarga media en el largo plazo estimada en la subcuenca que drena hacia la estación fluviométrica Piga en Collacagua.....	26
Tabla 4-3: Recarga media en el largo plazo estimada en la subcuenca que drena hacia la estación fluviométrica Collacagua en Peñablanca.....	26
Tabla 4-4: Estimación de la recarga al acuífero en el largo plazo de la cuenca Salar del Huasco	28
Tabla 4-5: Variables hidrológicas promedio para cada subcuenca.....	31
Tabla 4-6: Recarga mínima, media y máxima para cada subcuenca	32
Tabla 4-7: Balance hídrico para la cuenca Salar del Huasco separadas por bandas de altura y HRU.....	33
Tabla 4-8: Análisis químico e isotópico de las muestras recolectadas para el estudio de la cuenca Salar del Huasco	35

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 2-1: Ubicación de la cuenca Salar del Huasco.....	4
Figura 2-2: Perfil Región de Tarapacá.....	5
Figura 3-1: Red de drenaje y división de la cuenca Salar del Huasco en 21 subcuencas para representar la variabilidad hidrometeorológica	9
Figura 3-2: Flujos y volúmenes de control que determina el comportamiento hidrológico de cada HRU.....	11
Figura 3-3: Distribución de las HRU en las subcuencas de calibración y ubicación de las estaciones fluviométricas, Piga en Collacagua y Collacagua en Peñablanca, y estación meteorológica Collacagua utilizadas para la calibración y caracterización de cada HRU.....	15
Figura 3-4: Aplicación del MPE en las 16 subcuencas no calibradas, cada una dividida en unidades de repuesta hidrológica (HRU) de acuerdo a las características hidrogeológicas.....	17
Figura 3-5: Ubicación de los 35 puntos de muestreo de aguas en la cuenca Salar del Huasco y en cuencas vecinas de la Pampa del Tamarugal y de análisis isotópico de trabajos anteriores realizado en la zona de estudio.....	19
Figura 4-1: Caudal observado y simulado en la calibración para la subcuenca que drena hacia la estación Piga en Collacagua.....	23
Figura 4-2: Caudal observado y simulado en la calibración para la subcuenca que drena hacia la estación Collacagua en Peñablanca.....	24

Figura 4-3: Análisis de sensibilidad para la subcuenca que drena hacia la estación Piga en Collacagua.....	27
Figura 4-4: Serie de recarga anual (L/s) y de precipitaciones (mm/a) para la cuenca Salar del Huasco	29
Figura 4-5: Distribución de la recarga media al acuífero de cada subcuenca por unidad de área (L/s/km ²).....	30
Figura 4-6: Composición isotópica de las muestras recolectadas	34
Figura 4-7: Composición isotópica de las precipitaciones muestreadas en la cuenca Salar del Huasco	38
Figura 4-8: Gradiente isotópico de precipitaciones con respecto a la altura. Precipitación de los veranos 2009-2010, 2010-2011 y una ponderación entre ellos.....	39
Figura 4-9: Composición y distribución isotópica para las aguas superficiales de la cuenca Salar del Huasco	41
Figura 4-10: Composición isotópica para las vertientes de la cuenca Salar del Huasco, Pica y localidades aledañas.....	42
Figura 4-11: Gradiente isotópico para vertientes en la cuenca Salar del Huasco y la zona de influencia a Pica.....	43
Figura 4-12: Contenido isotópico de las aguas de pozo muestreado en la cuenca Salar del Huasco	45
Figura 4-13: Composición y distribución isotópica de las aguas de pozos de la cuenca Salar del Huasco	46
Figura 4-14: Contenido isotópico de las aguas subterráneas muestreadas en la Pampa del Tamarugal	47

RESUMEN

El Salar del Huasco es una cuenca endorreica ubicada en el altiplano chileno, caracterizada por una evaporación potencial muy superior a la pluviosidad, lo que produce un ambiente evaporítico. Las aguas subterráneas son la principal fuente hídrica que mantiene el humedal existente, sistema de gran importancia ambiental, y que fue declarado sitio Ramsar y Parque Nacional. La gestión correcta del recurso hídrico requiere de estimaciones precisas tanto de la recarga como de las descargas del acuífero. Para cuantificar la distribución espacio-temporal de la recarga al acuífero del Salar del Huasco, se utilizó un modelo de simulación hidrológica del tipo Precipitación-Escorrentía. Este modelo fue complementado con una caracterización isotópica para definir de manera más confiable el modelo conceptual hidrológico del sistema y así estimar con mejor precisión la recarga al acuífero. Se estimó una recarga media en el largo plazo de 1.027 L/s (22,2 mm/año), que equivale al 14,9% de las precipitaciones que caen sobre la cuenca. La recarga presenta una alta variabilidad espacial, dada por las características geológicas e hidrometeorológicas de la cuenca, y una alta variabilidad interanual con valores que varían entre 851 L/s y 1.230 L/s. Las técnicas isotópicas utilizadas, además de corroborar el modelo hidrológico conceptual presentado, permitieron descartar una conexión hidrogeológica con el acuífero vecino del pueblo de Pica, asunto que ha sido de gran interés en estudios anteriores. La utilización de ambas metodologías permitió una mejor estimación de la recarga al acuífero del Salar del Huasco favoreciendo la comprensión del funcionamiento hidrológico de la cuenca.

Palabras Claves: Altiplano, Chile; cuenca árida; recarga de aguas subterráneas; isotopos estables.

ABSTRACT

Salar del Huasco in the Chilean Altiplano is a closed basin characterized by potential evaporation being much higher than precipitations, which produces an evaporitic environment. Groundwater is the main hydrological source in the existing wetland, a major environmental system designated Ramsar site and National Park. Proper management of hydrological resources requires accurate estimates of both aquifer recharge and discharge. A hydrological simulation model of precipitation-runoff type was used to quantify the spatial-temporal distribution of groundwater recharge in Salar del Huasco aquifer. The model was complemented with an isotopic characterization to define a more reliable hydrological conceptual model of the system and thus estimate the aquifer recharge with greater precision. A long-term average recharge was estimated at 1,027 L/s (22.2 mm/year), corresponding to 14.9% of the precipitation over the basin. Recharge shows high spatial variability, given the geological and hydrometeorological characteristics of the basin, and high interannual variability, ranging from 851 L/s to 1,230 L/s. In addition to corroborating the conceptual hydrological model, the isotope techniques dismiss the hydrogeological connection with the neighboring aquifer of the Pica village, an issue of great interest in previous studies. Use of both methods allowed a better estimation of groundwater recharge in Salar del Huasco, fostering understanding of the hydrological functioning of the basin.

Keywords (Palabras Claves) (deben incluirse las palabras claves del tema de la tesis para facilitar la búsqueda a través de medios computarizados)

1. INTRODUCCIÓN

Una buena estimación y comprensión del ciclo hidrológico de una cuenca permite desarrollar planes de utilización del recurso hídrico de manera sustentable y en convivencia con los ecosistemas existentes. Dada la importancia de las aguas subterráneas como reservorio de agua dulce, es imprescindible mejorar el conocimiento que se tiene del comportamiento hidrológico e hidrogeológico de las cuencas. En el balance hídrico de la cuenca, la recarga del acuífero es aquella que tiene asociada una mayor incertidumbre en su estimación (De Vries & Simmers, 2002). Por lo tanto, para mejorar el entendimiento del ciclo hidrológico de una cuenca, es necesario desarrollar metodologías que permiten disminuir la incertidumbre en la estimación de las componentes del balance hídrico. En particular, es crítico desarrollar herramientas que permitan reducir las incertidumbres en la estimación de la recarga.

El altiplano chileno es una zona de gran importancia en el desarrollo socioeconómico del país por el crecimiento y progreso de la actividad minera. Es una zona árida donde las aguas subterráneas, principal fuente de agua, tienen una renovabilidad limitada y son las encargadas de mantener los sistemas hídricos perennes (Houston, 2009). Esta condición árida vuelve a los sistemas muy sensibles con respecto al recurso hídrico y por lo tanto, para que pueda coexistir un desarrollo socioeconómico con la protección de los ecosistemas que aquí habitan, es importante una buena estimación de los componentes del ciclo hidrológico. Según el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) la mayor parte de las aguas subterráneas generadas en zonas áridas y semi-áridas, corresponden a aguas fósiles y por ello, para generar políticas sustentables de gestión del recurso, se necesitan estimaciones de recarga precisas (Scanlon et al., 2006).

Un sistema altiplánico de importancia ambiental es la cuenca Salar del Huasco ubicada en la comuna de Pica, Región de Tarapacá. Este sistema es de tipo endorreico y está caracterizado por una evaporación potencial superior a la pluviosidad lo que produce un ambiente evaporítico. Esta cuenca alberga una gran variedad de aves y camélidos en un humedal de gran importancia ambiental, lo que motivó la protección de esta cuenca bajo

el convenio internacional de humedales Ramsar (1996). Además, el año 2010, el Salar del Huasco fue declarado Parque Nacional, para permitir que las actividades humanas sean compatibles con la conservación del medio ambiente.

El estudio de la estimación de la recarga al acuífero del Salar del Huasco ha sido investigado por algunos autores (GP-Consultores, 2003; Acosta, 2004; DICTUC, 2005; Acosta y Custodio, 2008; DIHA-PUC, 2009). Otros estudios han buscado comprender el comportamiento hidrogeológico del Salar del Huasco y su interacción con cuencas vecinas utilizando diversas técnicas y enfoques (Fritz et al., 1981; Magaritz et al., 1989; Magaritz et al., 1990; JICA, 1995; Aravena, 1995; Salazar et al., 1998; Aravena et al., 1999; Grilli et al., 1999; Tröger y Gerstner, 2004). Sin embargo, la dificultad para acceder a información integrada y de calidad, sumado a la complejidad del sistema hidrogeológico, ha mantenido las incertidumbres en la comprensión del funcionamiento de esta cuenca.

Debido a las incertidumbres asociadas a la estimación de la recarga a las aguas subterráneas de una cuenca y a la mayor necesidad de un entendimiento más profundo en la delimitación de zonas y tasas de recarga (Scanlon y Cook, 2002), la aplicación y contraste de distintos métodos y técnicas es una buena solución para mejorar la caracterización de esta componente, y favorecer la información de entrada para modelos de predicción del funcionamiento hidrogeológico en la cuenca (Hunt et al., 2001; Healy y Cook, 2002; Healy y Scanlon, 2010).

Es por esto que a los estudios ya realizados sobre la estimación de la recarga al acuífero de la cuenca Salar del Huasco, se agrega este trabajo que tiene por objetivo estimar la recarga en el largo plazo que ingresa por precipitaciones al acuífero del Salar del Huasco y así mejorar su conocimiento hidrogeológico. Para esto se describen dos técnicas utilizadas para la investigación: i) un modelo de precipitación-escorrentía (MPE) a nivel diario para representar y estimar los componentes del balance hídrico que caracterizan la cuenca; y ii) una caracterización isotópica de las aguas de la cuenca para corroborar y complementar el modelo de recarga, y analizar la posible conexión hidrogeológica del sistema con cuencas vecinas; específicamente, con la localidad de Pica ubicada al oeste

de la cuenca, cuya relación con el acuífero del Salar del Huasco ha sido investigado anteriormente con distintos resultados (Magaritz et al., 1990; Salazar et al., 1998; Grilli et al., 1999; Tröger y Gerstner, 2004).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca Salar del Huasco se ubica en el altiplano chileno, Región de Tarapacá, entre los 19°54' y 20° 27'S y entre los 69° y 68°40' W (Figura 2-1). Tiene una superficie de 1.462 km² y una altura media de 4.164 msnm. Se asienta en la denominada Depresión de los Salares donde, por su carácter endorreico sumado a que la evaporación potencial es superior a la pluviosidad, se forma un ambiente evaporítico (Risacher et al., 1999).

Se encuentra rodeada por altas cumbres que oscilan entre los 4.000 y 5.200 msnm y que conforman la divisoria de las aguas que drenan hacia el salar (Figura 2-2). Hacia el este, un cordón volcánico de la Cordillera de los Andes que alcanza los 5.000 msnm representa el límite con las cuencas bolivianas de Salar de Empexa y Coipasa. Por el oeste, el cordón montañoso denominado Altos de Pica, constituido casi exclusivamente por Ignimbritas, corresponde a la divisoria de aguas entre la cuenca y la Pampa del Tamarugal, con alturas que alcanzan los 5.180 msnm (Cerro Yabricoia). Por el norte se encuentra la cuenca Salar Laguna Lagunilla, también endorreica, separada por la intersección de los cordones montañosos ubicados al oriente y poniente de la cuenca. Hacia el sur, se alcanzan terrenos volcánicos de menor altura (4.000 msnm), como Pampa Guañada hacia el suroeste y Carcanal de Napa por el sureste.

El poblado de Pica es un oasis que se ubica a una altitud de 1.750 msnm y a 55 km al oeste de la cuenca Salar del Huasco (Figura 2-1 y Figura 2-2). Se encuentra en la hoya hidrográfica de la Pampa del Tamarugal y está separada de la cuenca Salar del Huasco por la Formación Altos de Pica. Esta cuenca está limitada al norte por la divisoria de aguas de la Quebrada Tambillo y al sur por la Quebrada Chacarilla, y en ella se ubican los poblados de Pica, Matilla, Valle de Quisma, La Calera, Chacarilla y Puquio Núñez. La Pampa del Tamarugal es una depresión ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Precordillera de los Andes en la zona norte del Desierto de Atacama, considerado uno de

los desiertos más áridos del mundo. Existen flujos superficiales esporádicos pero sólo están asociados a la parte alta de la hoya, en la Formación Altos de Pica; el aporte hídrico proviene de flujos subterráneos que afloran en la cuenca permitiendo la actividad agrícola de la zona pese a su clima desértico.

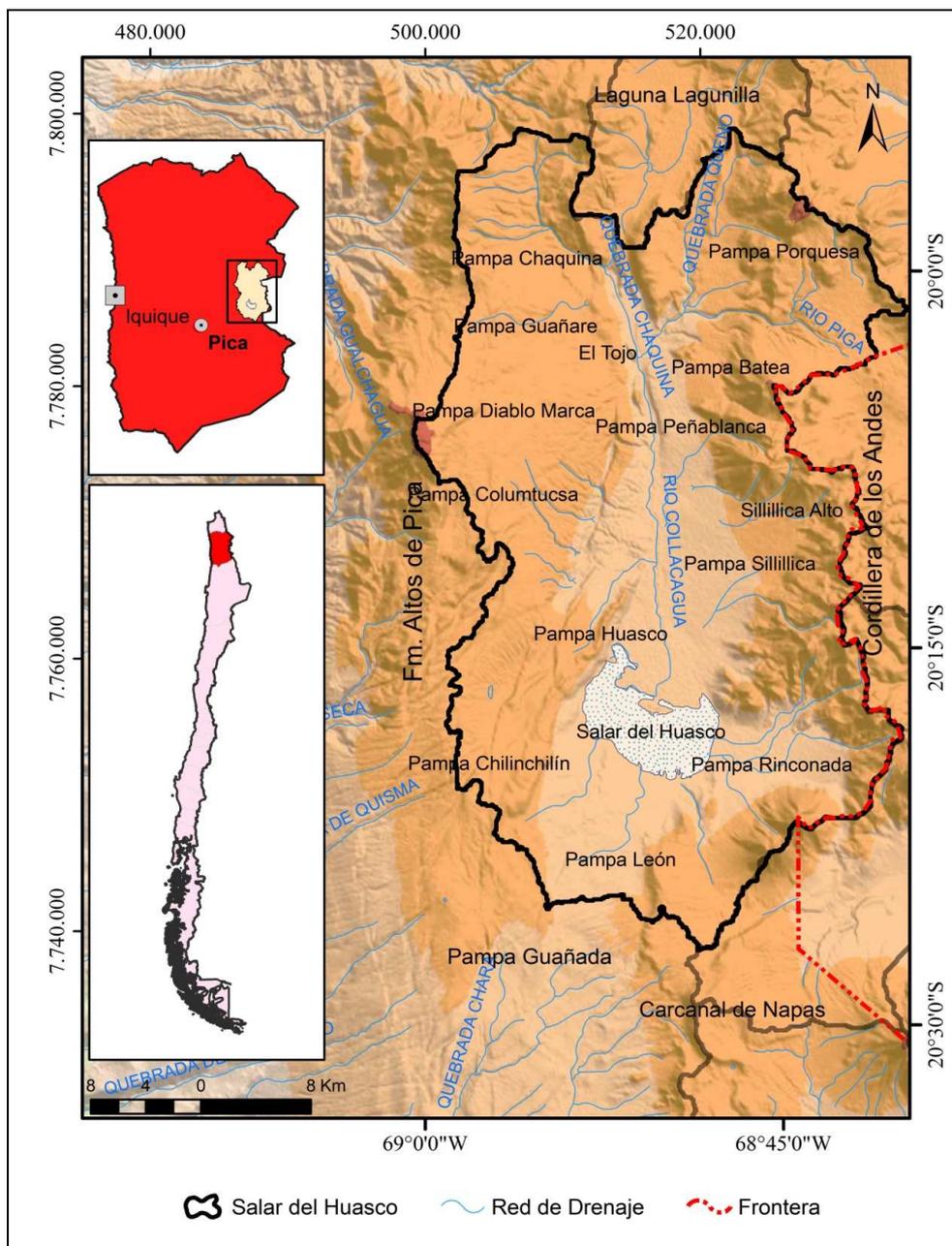


Figura 2-1: Ubicación de la cuenca Salar del Huasco

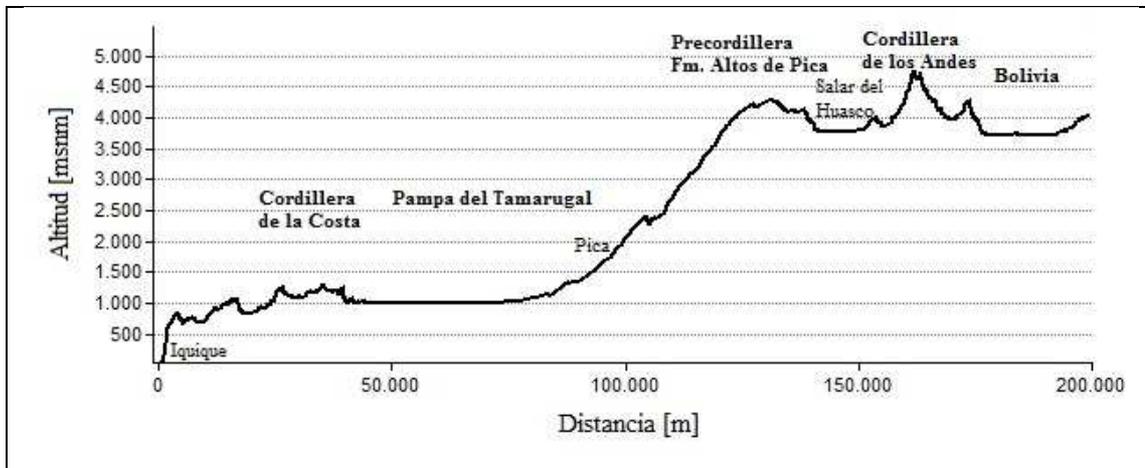


Figura 2-2: Perfil Región de Tarapacá

Las precipitaciones en la cuenca Salar del Huasco, y en general la región altiplánica, se caracterizan porque sobre el 80% de ellas se concentran entre los meses de verano del hemisferio sur, diciembre-marzo (Houston, 2006; Acosta y Custodio, 2008; DIHA-PUC, 2009). Estas precipitaciones se generan por la actividad convectiva que se desarrolla sobre los andes centrales (Aceituno, 1996) producto del calentamiento de la superficie terrestre y consecuente desestabilización de la tropósfera baja local (Garreaud et al., 2003). Esto determina que las máximas intensidades y frecuencias de lluvias ocurran durante las horas de la tarde (Garreaud y Wallace, 1997). Las precipitaciones en la región tienen una alta variabilidad interanual, en parte asociada al fenómeno Oscilación del Sur El Niño (ENOS), que se explica por el calentamiento (o enfriamiento) de la tropósfera tropical durante la fase cálida (fase fría), pero en mayor medida a la actividad e influencia de los vientos en la zona (Garreaud y Aceituno, 2001). En la zona del Salar del Huasco se observa una alta variabilidad espacial en las precipitaciones, con valores medios anuales que varían entre 120 y 180 mm. Estas precipitaciones son la única fuente aportante a la cuenca, mientras que la evaporación de la zona no saturada y de las lagunas es la única descarga reconocida con certeza (DIHA-PUC, 2009).

El principal flujo perenne corresponde al río Collacagua que nace en una zona denominada El Tojo (Figura 2-1), en la confluencia de la Quebrada Chaquina,

proveniente del norte, y del río Piga, que nace en los Ojos del Piga, parte noreste de la cuenca, principal tributario del Collacagua. Tras el nacimiento, el río avanza alrededor de 15 km en dirección N-S hacia el salar, pero a 10 km de éste se infiltra completamente recargándolo de manera subterránea. Sólo en períodos de abundancia y de crecidas del río, éste puede llegar superficialmente a la zona del salar. Los otros flujos que conforman la red de drenaje superficial son esporádicos y están asociados a la ocurrencia de tormentas.

Los aportes de algunas vertientes que drenan al salar (3.770 msnm), Huasco Norte, Ermitaño y Huasco Lípez, contribuyen a la formación de lagunas y humedales de gran importancia ambiental, que son el hábitat de varias especies adaptadas a las condiciones ambientales singulares del lugar, como flamencos, gansos silvestres, patos y gaviotas andinas. Estas especies utilizan el salar para descansar y anidar, lo que ha motivado la protección de este ecosistema bajo el convenio Ramsar desde 1996 y como Parque Nacional a partir del año 2010.

Desde el punto de vista geológico, se diferencian tres fases tectónicas en los sistemas estructurales que da origen al régimen de fallas existentes en la cuenca (Sayes, 1978). Destacan dos fallas NE- SW en la Formación Altos de Pica cuya traza se prolonga hacia el sur por varios kilómetros, variando su rumbo a N-S y que podría controlar la recarga de aguas subterráneas que afloran en la cuenca de Pica y Matilla (Salazar et al., 1998).

En el sistema del Salar del Huasco se han definido tres acuíferos (JICA, 1995; Acosta y Custodio, 2008): superior, medio e inferior. El acuífero superior se compone por el conjunto de depósitos fluviales y aluviales que recubren de manera uniforme a las unidades más antiguas con un espesor saturado que varía entre 20 m (salar) y 70 m. El acuífero medio, que corresponde al acuífero principal, está formado por depósitos terciarios con una alta permeabilidad a pesar de su contenido de arcilla. El acuífero inferior que se compone por la Ignimbrita Huasco y las lavas del Mioceno y Plioceno, constituye un medio altamente fracturado que permite el almacenamiento de agua. Esta unidad subyace a la cuenca sedimentaria.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

Para el estudio del comportamiento hidrológico e hidrogeológico del sistema acuífero de la cuenca Salar del Huasco se complementaron dos técnicas, un modelo de simulación hidrológica y una caracterización isotópica de las aguas de la cuenca.

3.1 Modelo de simulación hidrológica

Los modelos de simulación son herramientas que permiten representar el comportamiento hidrológico de una cuenca o parte de ella y estimar los componentes hídricos que la caracterizan, como evapotranspiración, escurrimiento superficial, flujos subsuperficial y recarga a las aguas subterráneas.

El modelo utilizado para estimar la recarga de la cuenca Salar del Huasco es un modelo distribuido del tipo Precipitación-Escorrentía (MPE) y de simulación continua. Fue desarrollado en base al modelo HEC-HMS *Soil-Moisture Accounting*, diseñado por la U.S. Army Corps of Engineers (Feldman, 2000) para evaluar el efecto de la precipitación, las condiciones climáticas y las características y uso de los suelos en la respuesta hidrológica de una cuenca. El modelo se modificó del utilizado por DICTUC (2005) para la estimación de la recarga en las cuencas de Coposa y Michincha.

Debido a la variabilidad espacial de los eventos hidrometeorológicos, la cuenca se dividió en 21 subcuencas, incluido el sistema que representa la laguna salar, a modo de representar mejor las condiciones hidrológicas de la cuenca y para mejorar el conocimiento de la distribución espacial de la recarga al acuífero. En la Tabla 3-1 se presentan las subcuencas en que se dividió el Salar del Huasco y en la Figura 3-1 la ubicación de cada una.

Tabla 3-1: División del Salar del Huasco en subcuencas para la aplicación del modelo MPE

N°	Nombre	Área km ²	Altura media msnm	N°	Nombre	Área km ²	Altura media msnm
1	Porquesa	100,4	4.249	12	ChilinChilin2	27,8	3.988
2	Piga	97,3	4.400	13	ChilinChilin3	8,4	3.861
3	Chaquina	139,7	4.257	14	ChilinChilin4	8,4	3.948
4	Guañare	79,3	4.425	15	Rinconada1	4,8	3.851
5	Collacagua	92,4	4.141	16	Rinconada2	22,0	4.060
6	Batea	65,5	4.233	17	Rinconada3	20,7	3.869
7	Sillillica Norte	86,3	4.260	18	Rinconada4	116,0	4.146
8	Diablo Marca	30,3	4.169	19	Rinconada5	55,8	4.056
9	Columtucsa	202,9	4.194	20	ChilinChilin5	63,2	3.979
10	Sillillica	146,7	4.071	21	Laguna	48,2	3.787
11	ChilinChilin1	45,4	3.921	-----			
				Total		1.462	4.164

A su vez, cada subcuenca es dividida en áreas o unidades que tienen respuestas hidrológicas similares ante determinados eventos hidrometeorológicos (HRU, *Hydrologic Response Units*) (Leavesley, 1983; Flügel, 1995). Se considera que las respuestas son similares debido a la relativa homogeneidad en las características geológicas y topográficas del suelo. De esta manera, se representa la variabilidad espacial de las condiciones del suelo y de los eventos hidrometeorológicos de la cuenca (Legesse et al., 2003). El supuesto fundamental para el delineamiento de cada HRU es que la variación en los procesos hidrológicos en cada una debe ser pequeño en relación a los procesos asociados a otra HRU (Flügel, 1995).

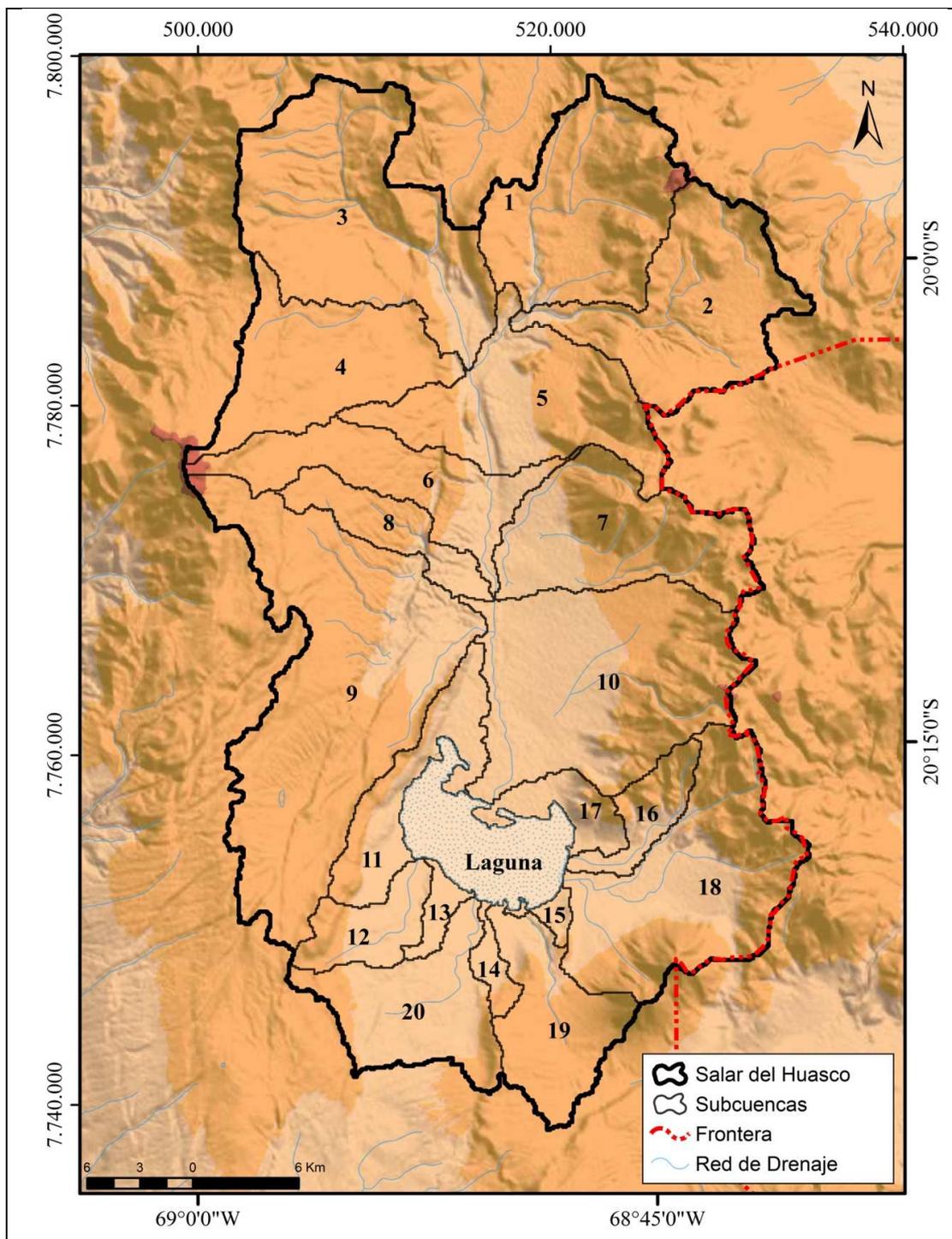


Figura 3-1: Red de drenaje y división de la cuenca Salar del Huasco en 21 subcuencas para representar la variabilidad hidrometeorológica

Un modelo de elevación digital fue utilizado para la división y determinación de las características topográficas y morfométricas de las subcuencas y unidades HRU, y para delinear la red de drenaje de la cuenca completa (Singh, 1997; Bongartz, 2003). Esto se procesó a través de un sistema de información geográfico (SIG) que permitió organizar y distribuir la información de entrada al modelo hidrológico, visualizar los resultados obtenidos y determinar la conexión hidrológica entre cada HRU (Leavesley et al., 2002; Dripps y Bradbury, 2007).

El modelo MPE representa físicamente los procesos hidrológicos de cada HRU transformando, mediante relaciones de balances hídricos, la estadística de precipitación en escurrimiento superficial o directo, flujo base, evapotranspiración y percolación al acuífero, dependiendo de las condiciones meteorológicas, características del suelo, vegetación, morfología, y propiedades y características geológicas de la cuenca. La suma de la respuesta de cada HRU es la respuesta hidrológica de la cuenca (Leavesley y Stannard, 1995; Legesse et al., 2003; Cherkauer, 2004).

Se definieron cinco HRU de acuerdo a sus características hidrogeológicas: i) R1, rocas sanas, sin fracturamiento y muy baja porosidad efectiva; ii) R2, rocas con diaclasamiento intenso o porosidad efectiva importante; iii) S1, depósitos lacustres y evaporíticos; iv) S2, depósitos aluviales y coluviales; y v) S3, depósito fluviales. Como se observa en la Figura 3-2, cada HRU es representada por cuatro volúmenes de control o zonas de almacenamiento dispuestas verticalmente en serie: i) zona de intercepción vegetal, que para cuencas áridas como la cuenca Salar del Huasco se considera despreciable, ii) zona de detención superficial, iii) zona no saturada que se divide en la zona de raíces y zona de tensión capilar, y iv) zona saturada o almacenamiento subterráneo.

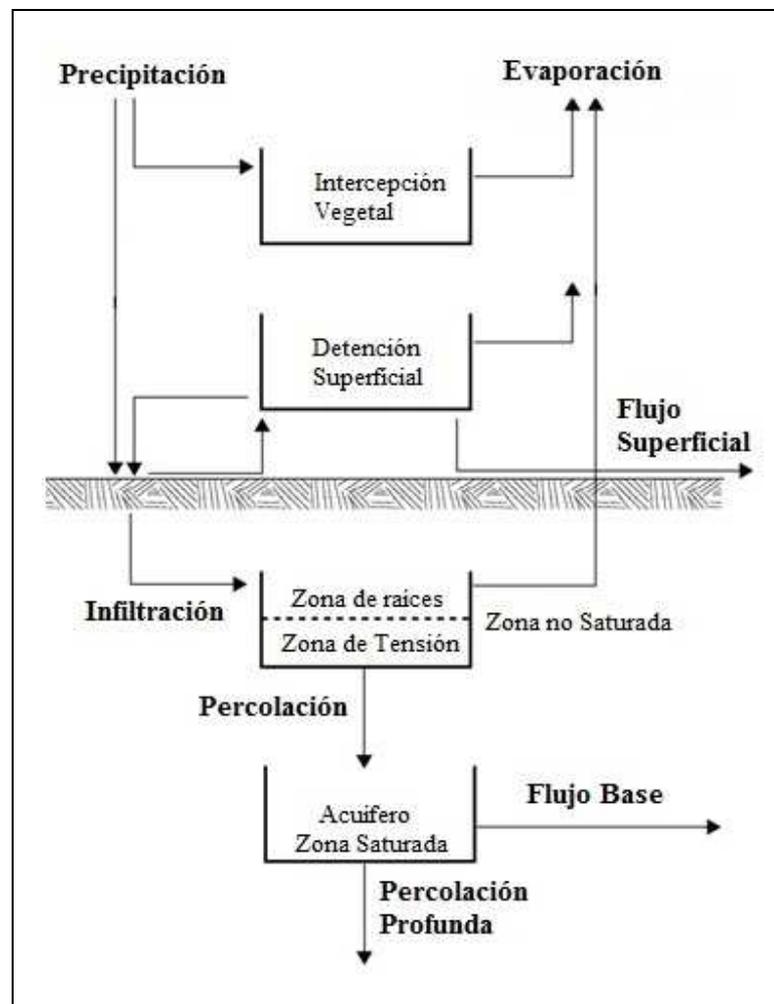


Figura 3-2: Flujos y volúmenes de control que determina el comportamiento hidrológico de cada HRU

Dependiendo de cada reservorio, de su saturación y de la evaporación potencial para cada HRU, el agua puede evapotranspirar, escurrir o continuar hacia la zona de almacenamiento siguiente. La recarga del sistema acuífero se define como las aguas que descarga la zona saturada y que corresponde a la suma del flujo base más la percolación profunda (Cherkauer, 2004). Para el caso de la zona de detención superficial y del acuífero subterráneo, el almacenamiento y la tasa de salida de caudal se representa como un modelo de embalse lineal y un modelo de

embalses lineales en serie, respectivamente (Chow, V.T. et al., 1988). Una mejora con respecto al modelo incluido en el programa HEC-HMS, consiste en que el agua en la zona de detención superficial, dependiendo de la HRU y de las condiciones meteorológicas, podría congelarse desfasando temporalmente su transformación en evapotranspiración o infiltración.

La información meteorológica requerida para la representación hidrológica de cada HRU es precipitación diaria, temperatura media diaria y evapotranspiración potencial diaria. Se utiliza esta escala de tiempo ya que de esta manera, por las características de las precipitaciones donde períodos cortos de tiempo llueve intensamente, la recarga es una componente más importante dentro del balance hídrico, permitiendo una estimación más precisa con respecto a escalas de tiempo mayor (Scanlon et al., 2002). Las series diarias meteorológicas fueron corregidas para cada HRU en función de su altura media utilizando gradientes de variación meteorológicos con respecto a la altura. Como estación de referencia se utilizó la estación Collacagua (4.013 msnm). En el Anexo A se detalla el análisis hidrológico que permite la caracterización hidrometeorológica de las HRU. La Tabla 3-2 presenta los valores medios anuales de precipitación, evaporación potencial y temperatura en la estación Collacagua y los gradientes meteorológicos con respecto a la altura estimados a nivel regional que permiten estimar las variables hidrometeorológicas de cada HRU.

Tabla 3-2: Variables hidrometeorológicas en estación Collacagua utilizados para la calibración y aplicación del modelo MPE

Variable	Valor medio	Gradiente [/m]
Precipitación (mm/año)	132,1	0,136
Evaporación Potencial (mm/día)	6,3	-0,0019
Temperatura (°C)	3,2	-0,0059

El modelo MPE realiza balances hídricos diarios en cada reservorio de las unidades HRU para determinar flujos desde y hacia la atmósfera, flujos entre reservorios y cambios en el almacenamiento. Para ello se utiliza una serie de ecuaciones que representan el comportamiento hidrológico de cada unidad en función de la información de entrada y los balances hídricos, donde intervienen 15 parámetros requeridos para la modelación (Tabla 3-3). En el Anexo B se detallan las ecuaciones que determinan el funcionamiento hidrológico de cada HRU.

Tabla 3-3: Parámetros del modelo MPE para determinar el comportamiento hidrológico de cada HRU

Zona	Parámetro	Símbolo	Unidades
Intercepción por Vegetación	Capacidad de almacenamiento	CIV	mm
Detención Superficial	Capacidad de almacenamiento	<i>CDS</i>	mm
	Tasa infiltración máxima	<i>KDS</i>	mm/día
	Coefficiente de almacenamiento	<i>KS</i>	días
	Porcentaje de infiltración hacia el suelo	α	%
Zona No Saturada	Temperatura límite evaporación	<i>TLE</i>	°C
	Temperatura límite infiltración	<i>TLK</i>	°C
	Capacidad zona de raíces	<i>SVR</i>	mm
	Capacidad de almacenamiento	<i>SVS</i>	mm
	Tasa infiltración máxima	<i>KSP</i>	mm/día
Almacenamiento Subterráneo	Capacidad de almacenamiento	<i>CASV</i>	mm
	Tasa infiltración máxima	<i>KAS</i>	mm/día
	Coefficiente de almacenamiento	<i>HAS</i>	días
Flujo Base	Coefficiente de almacenamiento	<i>KB</i>	días
	Número de embalses	<i>N</i>	-

La interacción entre las HRU's o entre las subcuencas se estableció a partir de los flujos superficiales generados en cada una de ellas. Estos flujos son recibidos por la HRU o subcuenca siguiente, de acuerdo a la red de drenaje superficial, como un aporte externo sumado a la precipitación calculada para ella.

Como no se tiene información en toda la cuenca que permita comparar la representación hidrológica por parte de la modelación en cada HRU, se calibraron los parámetros de cada unidad con dos estaciones fluviométricas de la cuenca Salar del Huasco. Luego, estos parámetros fueron asignados al resto de las unidades de la cuenca sin registros de caudales (Cherkauer, 2004). De esta manera se calculan las componentes que determinan el balance hídrico de toda la cuenca, incluyendo la recarga al acuífero.

3.1.1 Calibración del modelo MPE

El modelo MPE se calibró en cinco subcuencas que drenan sus aguas hacia dos estaciones fluviométricas, Río Piga en Collacagua y Río Collacagua en Peñablanca (Figura 3-3), a partir de los registros de caudales medios diarios de cada estación. Las subcuencas que drenan hacia Piga en Collacagua se calibraron para el período 1978-2010 y en ellas aparecen todas las HRU definidas para la cuenca salvo la HRU definida para depósitos fluviales (S3). La estación Collacagua en Peñablanca se utilizó para calibrar esta última HRU durante el período 1984-2010. A partir del año 2001, esta estación presenta mediciones que no mantienen la tendencia observada en años anteriores y se aleja considerablemente del comportamiento de los caudales registrados en la estación Piga en Collacagua. Además, esta estación presenta caudales máximos importantes no explicados por las precipitaciones, lo que podría representar posibles errores en la medición. Debido a estas incertidumbres, la estimación de los parámetros de la unidad S3 se realizó ajustando los parámetros considerando sólo los registros de caudales hasta el año 2001.

De los 15 parámetros utilizados para la caracterización hidrológica de cada HRU, cinco son los más determinantes en el modelo hidrológico: porcentaje de infiltración al suelo (α), tasa de infiltración máxima entre la superficie y la primera capa de la suelo (KDS), capacidad de almacenamiento en la zona de raíces (SVR), capacidad de almacenamiento en la zona de tensión capilar (SVS) y capacidad de almacenamiento de la zona saturada ($CASV$). De esta manera, se simplifica la utilización del modelo MPE al calibrar solamente cinco parámetros y estimando el resto de acuerdo a sus características hidrogeológicas. De este modo, se reproducen las tendencias de los escurrimientos superficiales registrados en las estaciones de control (Legesse et al., 2003).

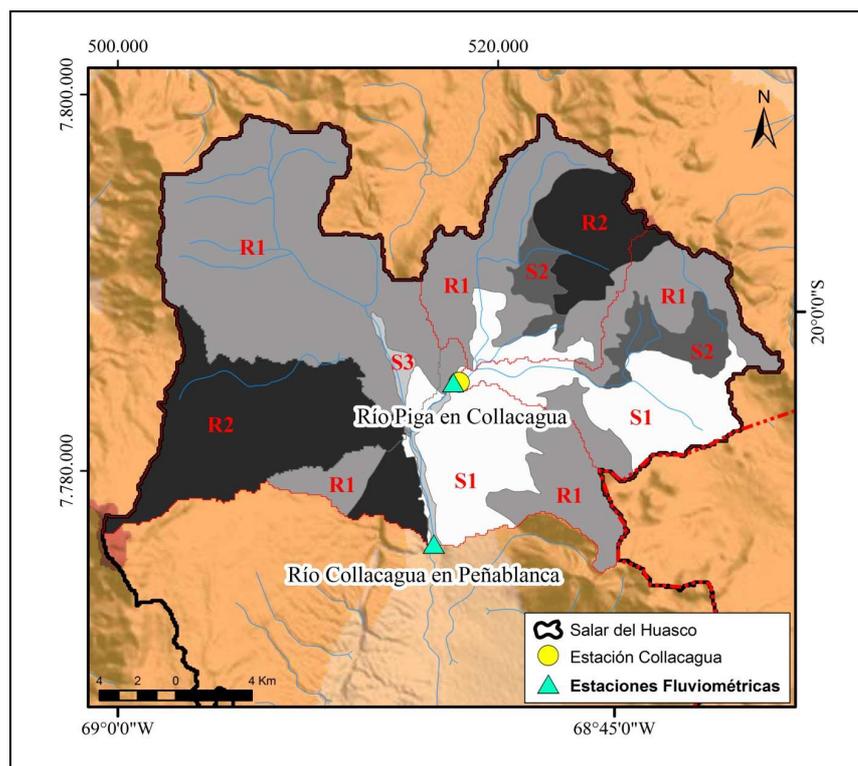


Figura 3-3: Distribución de las HRU en las subcuencas de calibración y ubicación de las estaciones fluviométricas, Piga en Collacagua y Collacagua en Peñablanca, y estación meteorológica Collacagua utilizadas para la calibración y caracterización de cada HRU

3.1.2 Aplicación del modelo MPE

Con la aplicación del MPE en la cuenca Salar del Huasco se generan series diarias de todos los componentes hidrológicos que caracterizan el balance hídrico de la cuenca para el período 1980-2010. Pese a que se tiene información de calidad desde el año 1978, se optó por eliminar los dos primeros años de modelación para disminuir el efecto de las condiciones iniciales en la modelación (Bae et al., 2008). Treinta años de simulación se considera un período razonable para estimar el comportamiento hidrológico en el largo plazo de la cuenca (DGA, 1987).

Un problema que se presenta en la utilización del modelo MPE es que sólo puede ser calibrado en cuencas con aforo de caudal, información que es escasa en este tipo de cuenca por el difícil acceso a ellas y por sus condiciones hidrológicas, lo que impide la generación de escurrimientos superficiales permanentes. Cherkauer (2004) observó que la extrapolación de los parámetros calibrados a cuencas sin medición de caudales y de similares características, es un método aceptable para estimar la recarga en cuencas sin registros fluviométricos. De esta manera se aplicó el modelo MPE para las otras dieciséis subcuencas en que se dividió la cuenca Salar del Huasco, las que se presentan en la Figura 3-4 junto con la división en HRU.

Se consideró como referencia la estación Collacagua, corregida por gradientes hidrometeorológicos, para caracterizar las condiciones de cada HRU en cada subcuenca. Los parámetros α (porcentaje de infiltración al suelo) y KS (coeficiente de almacenamiento para la zona de detención superficial), que permiten ajustar los escurrimientos superficiales, se aplicaron de acuerdo a la pendiente del terreno en la HRU; a mayor pendiente se espera una mayor generación de escurrimientos y para ello, el valor de cada parámetro es menor. Así se pretende representar de mejor forma el funcionamiento de cada unidad. Los demás parámetros se mantuvieron igual a los calibrados.

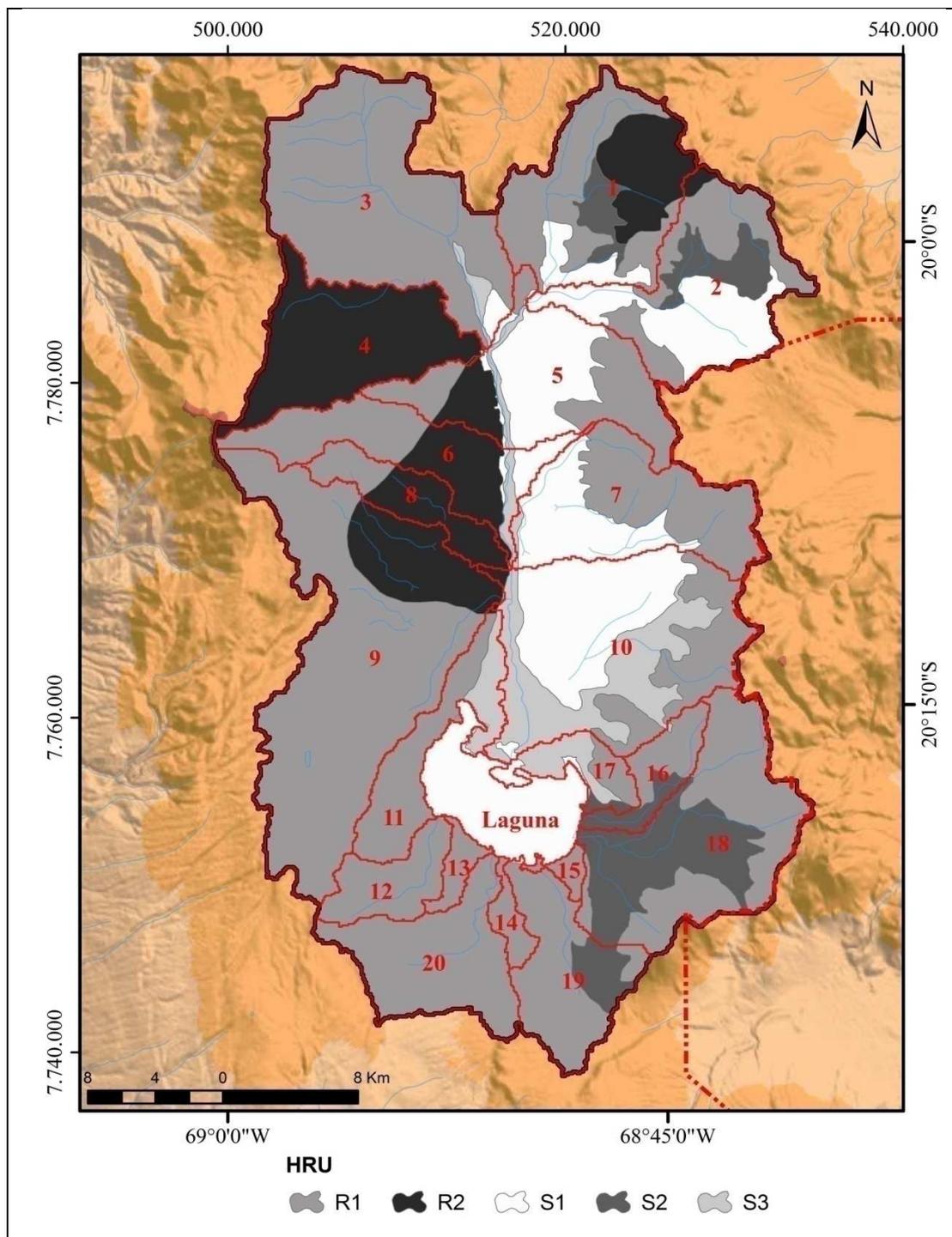


Figura 3-4: Aplicación del MPE en las 16 subcuencas no calibradas, cada una dividida en unidades de repuesta hidrológica (HRU) de acuerdo a características hidrogeológicas

3.2 Caracterización isotópica

Con el fin de corroborar el sistema hidrológico caracterizado mediante la simulación con el modelo MPE y para analizar componentes hidrológicos no considerados en el modelo, como la posible conexión del acuífero de la cuenca Salar del Huasco con las aguas subterráneas que afloran en el oasis de Pica, se aplicaron técnicas isotópicas en ambas cuencas. Esto permitiría comprender de mejor manera el sistema y disminuir las incertidumbres en la estimación de la recarga del Salar del Huasco. El uso de estas técnicas se basa en el carácter conservativo de los isótopos de la molécula de agua, donde cambios en esta condición son interpretados como un reflejo de eventos hidrológicos a la cual estuvo sometida el agua. Así se puede identificar el origen de ella y los procesos que la afectaron (Clark y Fritz, 1997).

La caracterización isotópica incluyó el análisis de 41 muestras de distintos tipos de aguas, provenientes de 35 puntos. Estas muestras fueron recolectadas en cinco campañas de terreno realizadas entre diciembre de 2009 y noviembre de 2011. La ubicación de puntos muestreados se presenta en la Figura 3-5. Esta caracterización fue complementada con análisis isotópico realizado en investigaciones anteriores (Fritz et al., 1981; Magaritz et al., 1989 y 1990; Aravena, 1995; Salazar et al., 1998; Aravena et al., 1999; Risacher et al., 1999; GP Consultores, 2003 y 2004; DIHA-PUC, 2009). La Figura 3-5 presenta la ubicación de los puntos de muestreo (ver Anexo C para más detalle).

La caracterización isotópica realizada durante esta investigación, consistió en el análisis de isótopos estables de la molécula de agua (^{18}O y ^2H). Estos análisis fueron realizados por el Laboratorio de Isótopos Ambientales de la Comisión Chilena de Energía Nuclear. Los análisis son reportados en $\delta(\text{‰})$ con respecto al estándar internacional *Sea Mean Ocean Water* (SMOW), con un error de análisis de $\pm 0,1 \delta(\text{‰})$ y $\pm 1 \delta(\text{‰})$ para ^{18}O y ^2H , respectivamente. Si una muestra de agua tiene $\delta(\text{‰})$ para ^{18}O y ^2H positivos, significa que está enriquecida o que es más

pesada en relación al estándar; por el contrario, si es negativo significa que está empobrecida o es más ligera en relación al estándar (Clark y Fritz, 1997).

Además, en cada muestra se midieron los parámetros físico-químicos *in situ* (temperatura, pH y conductividad eléctrica) y se analizaron elementos mayores y menores en el Laboratorio de Análisis Químico de la Comisión Chilena de Energía Nuclear.

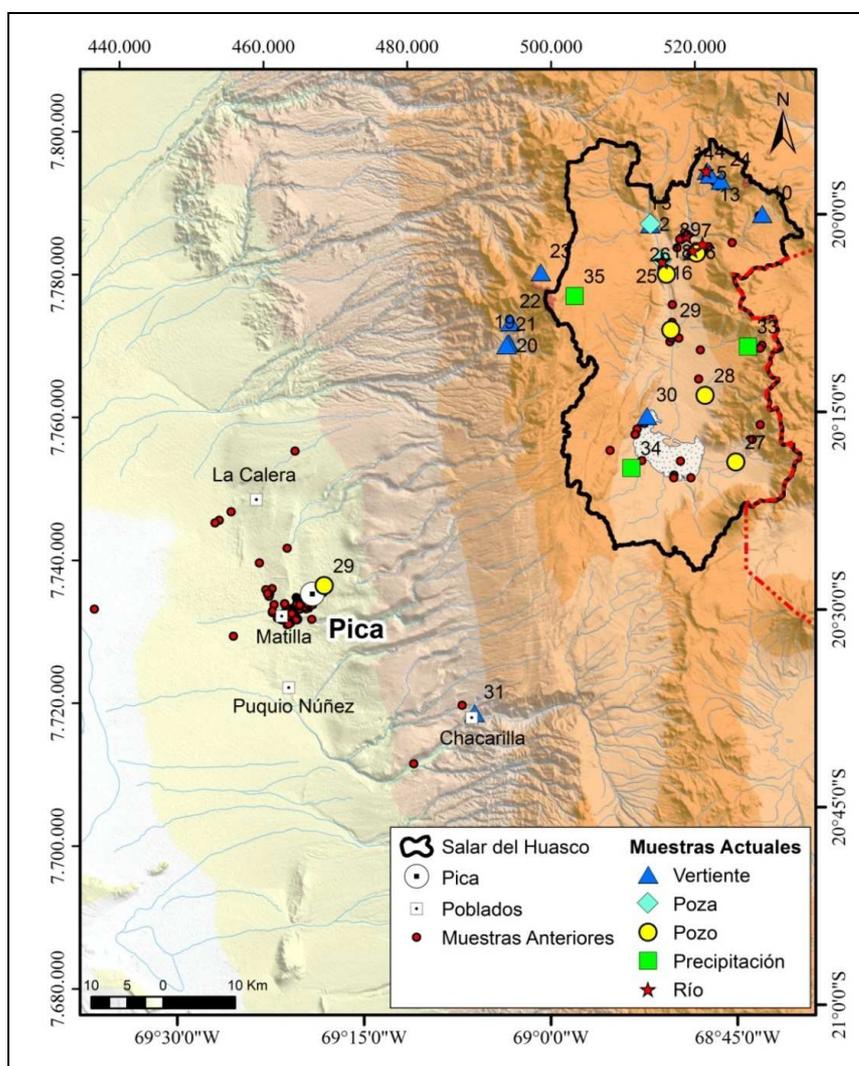


Figura 3-5: Ubicación de los 35 puntos de muestreo de aguas en la cuenca Salar del Huasco y en cuencas vecinas de la Pampa del Tamarugal y de análisis isotópico de trabajos anteriores realizado en la zona de estudio

Con el objeto de estimar el tiempo de residencia de las aguas subterráneas para entender el sistema hidrogeológico de ambas cuencas, se recopilaron mediciones de ^{14}C de investigaciones anteriores en la cuenca Salar del Huasco (JICA et al., 1995) y en la localidad de Pica (Magaritz et al., 1990). Esto para aceptar o descartar la conexión entre estas cuencas vecinas.

3.2.1 Precipitación

Por el carácter endorreico de la cuenca Salar del Huasco, el único aporte de agua que recibe proviene de la infiltración de las precipitaciones. Por esto es fundamental una caracterización de la evolución isotópica de ellas para la aplicación de estas técnicas y comprensión de los otros componentes hidrológicos del sistema (Aravena et al., 1999).

El muestreo del agua proveniente de las precipitaciones se realizó construyendo tres colectores de agua lluvia de acuerdo a las recomendaciones de Weaver y Talma (2005). Estos colectores fueron instalados a distintas altitudes en diciembre de 2009: 3.784 (N°34), 4.270 (N°33) y 4.603 (N°35) msnm (Figura 3-5). Las características de estos se presentan en el Anexo D.

Dada la condición hidrometeorológica de la cuenca, donde más del 80% de las precipitaciones ocurren en verano y por los diferentes orígenes de las precipitaciones en verano e invierno en el altiplano (Fuenzalida y Rutllant, 1986; Aravena et al., 1999), donde las primeras se originan en el Océano Atlántico recorriendo la cuenca del Amazonas y las segundas desde el Océano Pacífico, es conveniente separar las tormentas ocurridas en verano (de noviembre a marzo) y las tormentas que se producen el resto del año. Los eventos producidos durante el verano, son principalmente los que recargan al acuífero y el interés de esta investigación.

Se realizaron tres campañas en terreno para la recolección de las aguas de precipitación durante octubre de 2010, marzo de 2011 y noviembre de 2011. Como entre mayo y octubre del 2010 no se registraron precipitaciones en la cuenca, las

muestras corresponden a dos períodos de verano (2009-2010 y 2010-2011) y uno de invierno (2011).

3.2.2 Aguas superficiales

A través de la evolución de los flujos superficiales es posible identificar zonas aportantes a partir de cambios en la composición isotópica de las aguas y evaluar el efecto de la evaporación en los cursos de agua. Esto debido a que la evaporación provoca un enriquecimiento irreversible en los isótopos de la molécula de agua.

Durante la campaña en terreno de diciembre de 2009, se muestrearon flujos superficiales de la cuenca para analizar eventos hidrometeorológicos a los cuales están sometidas las aguas de la cuenca (Figura 3-5).

3.2.3 Aguas subterráneas

Las aguas subterráneas representan el promedio ponderado en el largo plazo de la composición isotópica de las aguas que ingresan al acuífero como recarga por precipitaciones, lo que permite determinar zonas de recarga en la cuenca (Fritz et al., 1981; Aravena, 1995).

El muestreo de estas aguas se realizó en las campañas de diciembre de 2009 y enero de 2011 donde se analizaron vertientes y aguas de pozos (Figura 3-5). Para efectos de esta investigación, se entiende por vertientes aquellas aguas donde aflora el agua subterránea, y por lo tanto caracteriza la isotopía de esa zona del acuífero que ha sido recargado por precipitaciones a igual o mayor altitud. Para el muestreo de pozos se utilizó una bomba sumergible de manera de obtener muestras de aguas representativas del acuífero.

3.2.4 Conexión entre Salar del Huasco y Pica

Para el análisis de la posible conexión entre el acuífero del Salar del Huasco y Pica, se utilizaron técnicas isotópicas e hidroquímicas en las aguas subterráneas de ambas cuencas para conocer el origen de las aguas que alimentan estos acuíferos.

Además de las aguas de la localidad de Pica, se muestrearon cuatro vertientes en la Formación Altos de Pica y se recopiló información de poblados cercanos, como Matilla, La Caldera, Chacarilla, Puquio Núñez y Esmeralda (Figura 3-5).

4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Modelo de simulación hidrológica

En esta sección se presentan los resultados de: i) la calibración del modelo MPE, que permite obtener los parámetros que caracterizan el comportamiento hidrogeológico de la cuenca, y ii) la estimación de los componentes del balance hídrico de la cuenca Salar del Huasco, como la recarga al acuífero.

4.1.1 Calibración del modelo MPE

La calibración del modelo MPE permitió obtener series diarias de cada componente del ciclo hidrológico en cada subcuenca. En las Figura 4-1 y Figura 4-2 se presentan los resultados de la calibración, donde se comparan las series mensuales del caudal observado en cada estación, el caudal simulado por el modelo y las precipitaciones estimadas en cada subcuenca (se presenta a escala mensual para observar mejor el comportamiento del hidrograma modelado y observado). Para la estación Piga en Collacagua, el modelo representa bastante bien el comportamiento del caudal medido manteniendo las tendencias y alcanzando los máximos para períodos de tormenta y mínimos para períodos secos. Algunos máximos y mínimos no representados por la simulación podrían estar asociados a errores en los registros ya que, por ejemplo, para el mes de mayo de 1996, en la estación Piga en Collacagua no se registran precipitaciones importantes pero sí un gran caudal medido, comportamiento hidrológico que no caracteriza estos sistemas; al contrario, en agosto de 1993 en la misma estación, se observa la condición inversa, es decir, períodos de precipitación considerable pero de bajo caudal.

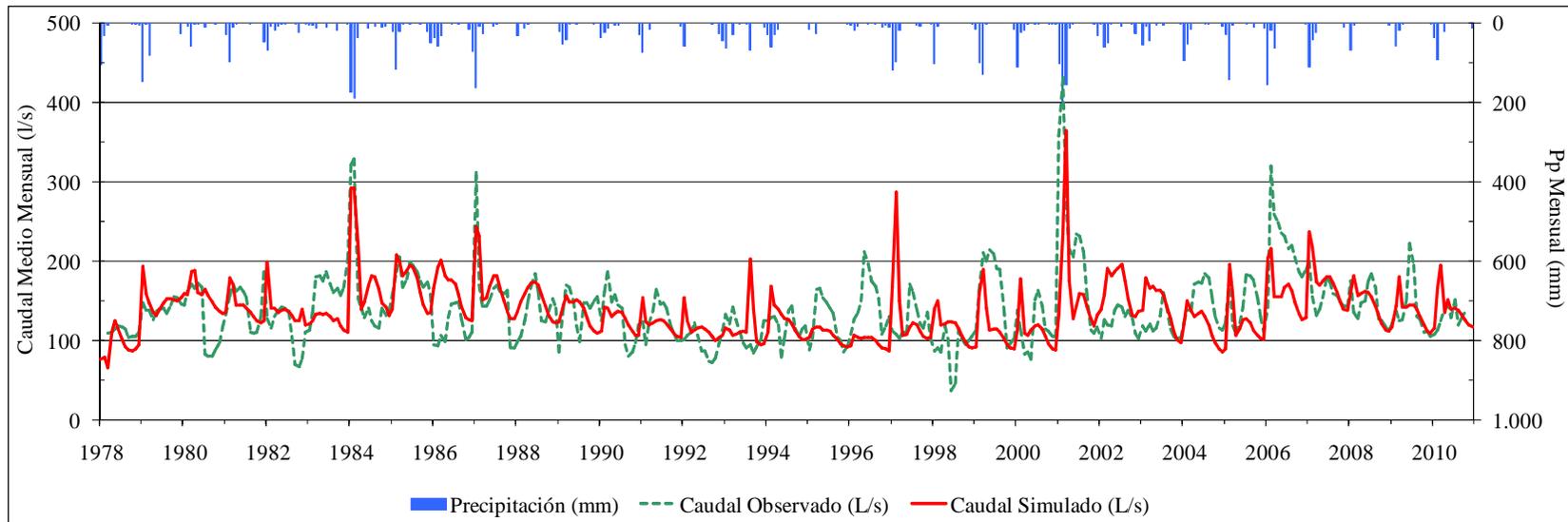


Figura 4-1: Caudal observado y simulado en la calibración para la subcuenca que drena hacia la estación Piga en Collacagua

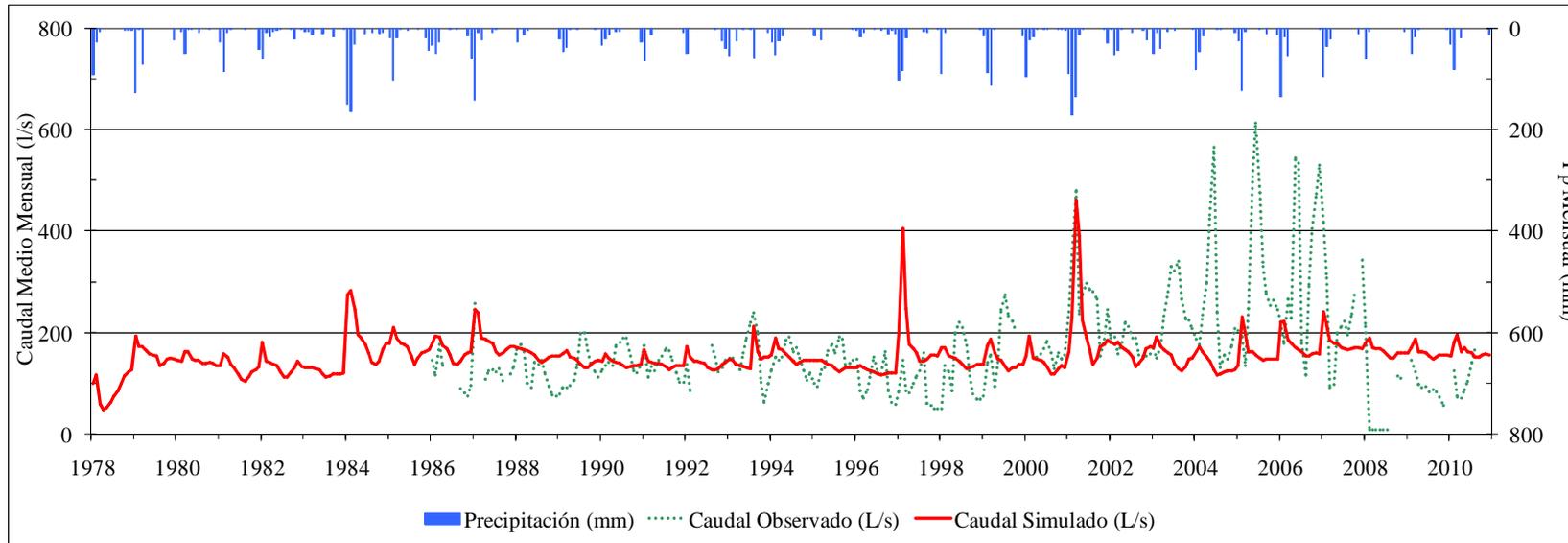


Figura 4-2: Caudal observado y simulado en la calibración para la subcuenca que drena hacia la estación Collacagua en Peñablanca

En la estación Collacagua en Peñablanca se observa un comportamiento diferente a la otra estación de calibración; si bien existen máximos en el hidrograma provocados por precipitaciones que son bien representados por el modelo MPE, la mayoría de los picos ocurren en períodos sin precipitaciones considerables. Esto indica un retardo en la generación de escurrimientos superficiales que se contrapone con el comportamiento hidrológico de la otra subcuenca de calibración lo que dificulta la calibración en la estación Collacagua en Peñablanca. Como esta estación se utiliza sólo para calibrar la unidad S3, el objetivo fue representar los caudales medios en el largo plazo para evaluar el sistema. El error medio mensual en la simulación para la estación Piga en Collacagua es igual a 30 L/s y para Collacagua en Peñablanca este valor aumenta a 66 L/s si se considera el período 1986-2010 y a 45 L/s si se considera el período 1986-2001.

En la Tabla 4-1 se presentan los caudales medios mensuales observados en ambas estaciones y simulados a través del MPE, presentado una gran similitud de los flujos en el largo plazo con una alta predominancia del flujo base por sobre el flujo directo en el escurrimiento.

En las Tabla 4-2 y Tabla 4-3 se presentan las recargas que se obtuvieron con el modelo MPE para ambas subcuencas de calibración y se compara con valores de recarga estimada en otros estudios (GP-Consultores, 2003; Acosta, 2004; DICTUC, 2005; DIHA-PUC, 2009). En cada una de ellas la estimación se encuentra en el orden de magnitud esperado.

Durante la calibración se observa que la recarga presenta mayor sensibilidad ante variaciones del parámetro SVR, que corresponde a la capacidad de almacenamiento máxima en la primera capa del suelo. Este parámetro determina la evaporación de agua desde la zona no saturada del sistema. Por esta razón, el parámetro SVR se utilizó para determinar un rango de recargas considerando valores de SVR con los cuales el error medio mensual en la simulación del escurrimiento para la estación Piga en Collacagua es menor al 37% (ver Figura 4-3). Así el valor para SVR máximo, que determina la menor recarga para la

subcuenca, es 75% mayor al valor de SVR calibrado; por otro lado, el valor de SVR mínimo y por lo tanto el de mayor recarga, es 48% menor al valor de SVR calibrado (Tabla 4-2 y Tabla 4-3).

Tabla 4-1: Caudal medio observado (L/s) en las estaciones de calibración y el flujo base (L/s), flujo directo (L/s) y caudal medio (L/s) simulado por el modelo MPE

Cuenca	Período	Observado Caudal	Simulado		
			Caudal	F. Base	F. Directo
Piga en Collacagua	1980-2010	140,2	138,3	127,1	11,2
Collacagua en Peñablanca	1986-2010	167,3	154,2	144,6	9,6
Collacagua en Peñablanca	1986-2001	153,1	155,6	145,5	10,1

Tabla 4-2: Recarga media en el largo plazo estimada en la subcuenca que drena hacia la estación fluviométrica Piga en Collacagua

	Área km ²	Precip. mm/a	Recarga Mín.		Recarga Media		Recarga Máx.	
			L/s	% Pp	L/s	% Pp	L/s	% Pp
Uribe (2012)	198	170,2	134	12,6	172	16,2	214	20,1
DIHA-PUC(2009)	205	153,2	129	13,1	162	16,5	197	19,9
DICTUC (2005)	216	173,8	170	14,3	225	18,9	269	22,6
Acosta (2004)	201	183,5	168	14,3	232	19,8	259	22,1
GP Consul. (2003)	210	191,9	-	-	112	8,8	-	-

Tabla 4-3: Recarga media en el largo plazo estimada en la subcuenca que drena hacia la estación fluviométrica Collacagua en Peñablanca

	Área km ²	Precip. mm/a	Recarga Mínima		Recarga Media		Recarga Máxima	
			L/s	% Pp	L/s	% Pp	L/s	% Pp
Uribe (2012)	509	165,5	427	16,0	519	19,4	609	22,8
DIHA-PUC(2009)	518	150,5	361	14,7	455	18,5	549	22,3
DICTUC (2005)	465	158,1	235	10,1	434	18,6	515	22,1
Acosta (2004)	443	180,7	390	15,3	579	22,8	677	26,6
GP Consul. (2003)	495,3	187,5	-	-	353,3	12	-	-

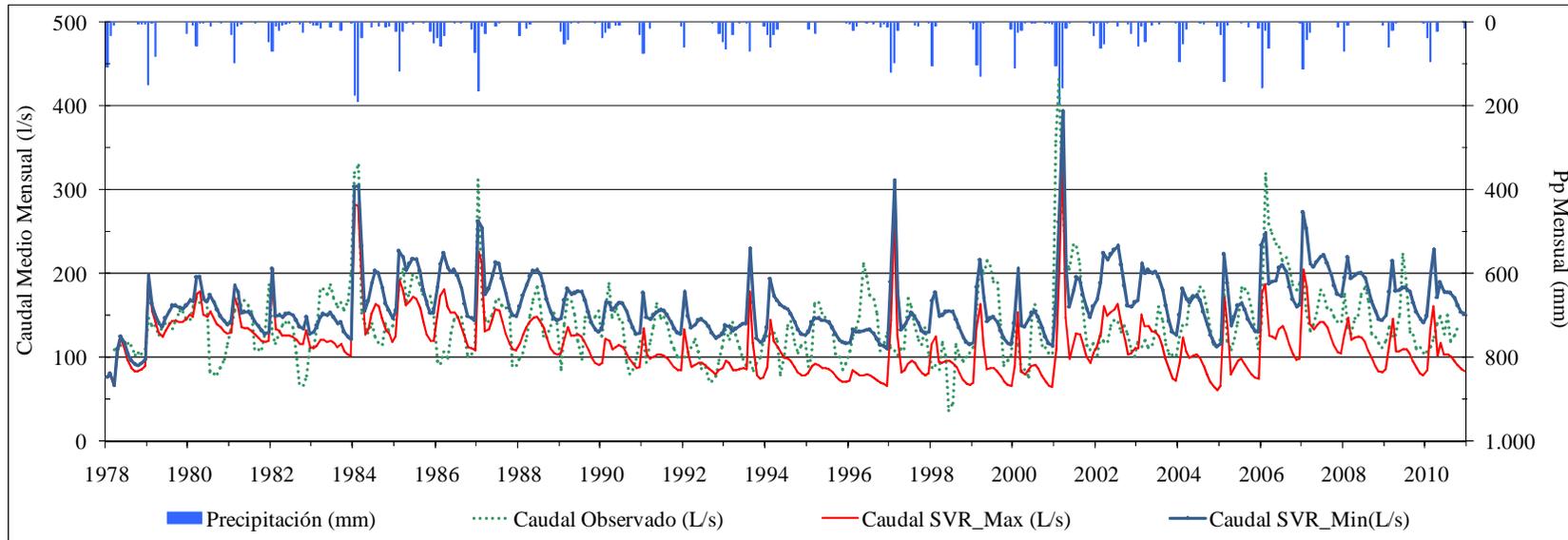


Figura 4-3: Análisis de sensibilidad para la subcuenca que drena hacia la estación Piga en Collacagua

4.1.2 Aplicación del modelo MPE

En la Tabla 4-4 se presenta la recarga media en el largo plazo estimada para toda la cuenca Salar del Huasco es de 1.027 L/s, con un valor mínimo de 849 L/s y un máximo de 1.206 L/s, de acuerdo al análisis de sensibilidad realizado sobre el valor de SVR. Además se compara la estimación de la recarga con respecto a otros estudios (GP-Consultores, 2003; Acosta, 2004; DICTUC, 2005; DIHA-PUC, 2009). Aunque los valores determinados están en el rango de estimaciones presentadas en investigaciones anteriores, la recarga al acuífero calculada en este estudio es conservadora. Además, el rango en el cual se encuentra esta variable es más acotado que otros estudios realizados en la cuenca (357 L/s), lo que permite reducir la incertidumbre acerca del comportamiento hidrológico de la cuenca.

El porcentaje de recarga con respecto a las precipitaciones resultó un 14,9%, que es relativamente alto para zonas áridas y semi-áridas. Pilgrim et al. (1988) y Scanlon et al. (2006) estiman que en estas zonas menos del 5% de las precipitaciones recargan el acuífero, pero por las características de las tormentas, donde en períodos cortos precipita intensamente, y por las características de los suelos, se favorece la recarga al acuífero.

Tabla 4-4: Estimación de la recarga al acuífero en el largo plazo de la cuenca Salar del Huasco

	Área	Precip.	Recarga Mín.		Recarga Media		Recarga Máx.	
	km ²	mm/a	L/s	% Pp	L/s	% Pp	L/s	% Pp
Uribe (2012)	1.461	148,8	849	12,3	1.027	14,9	1.206	17,5
DIHA-PUC(2009)	1.471	145,2	920	13,8	1.159	17,3	1.401	20,9
Acosta (2004)	1.498	163,2	1.140	13,5	1.579	18,1	2.052	25,1
GP Consul. (2003)	1.532	167,7	-	-	1.012	12,4	-	-

En la Figura 4-4 se presentan las series anuales de recarga al acuífero y de precipitación estimada sobre la cuenca, donde se constata la variabilidad interanual de la recarga al acuífero de la cuenca con valores que van entre 1.230 L/s (año 2007) y 851 L/s (año 1983).

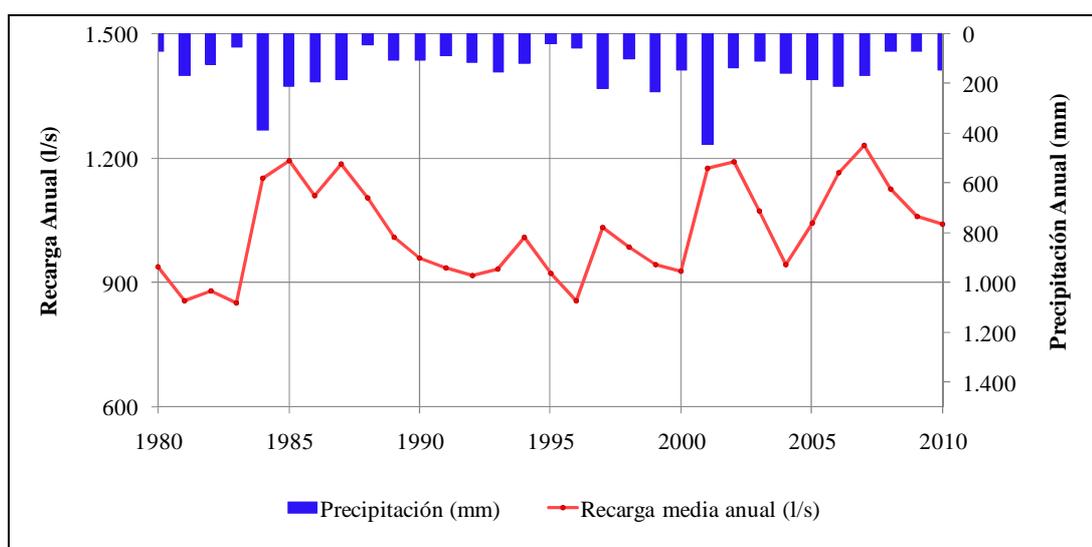


Figura 4-4: Serie de recarga anual (L/s) y de precipitaciones (mm/a) para la cuenca Salar del Huasco

En la Figura 4-5 se observa la distribución espacial de la recarga representada como productividad específica ($L/s/km^2$) mientras que en la Tabla 4-5, se muestra el balance hídrico y los aportes al acuífero de cada subcuenca. Aquellas ubicadas en la cabecera de la cuenca son las que presentan una mayor productividad específica ($1,26 L/s/km^2$ en Chaquina) que corresponde además a zonas de mayor altitud donde se registra mayor precipitación y menor evaporación; en cambio para las subcuencas en torno al salar, situadas a menor altitud con menor precipitación y mayor evaporación, registran menor productividad específica ($0,14 L/s/km^2$ en Rinconada3). En la Tabla 4-6 se presenta el rango de recarga para cada subcuenca al realizar el análisis de sensibilidad con respecto al parámetro SVR.

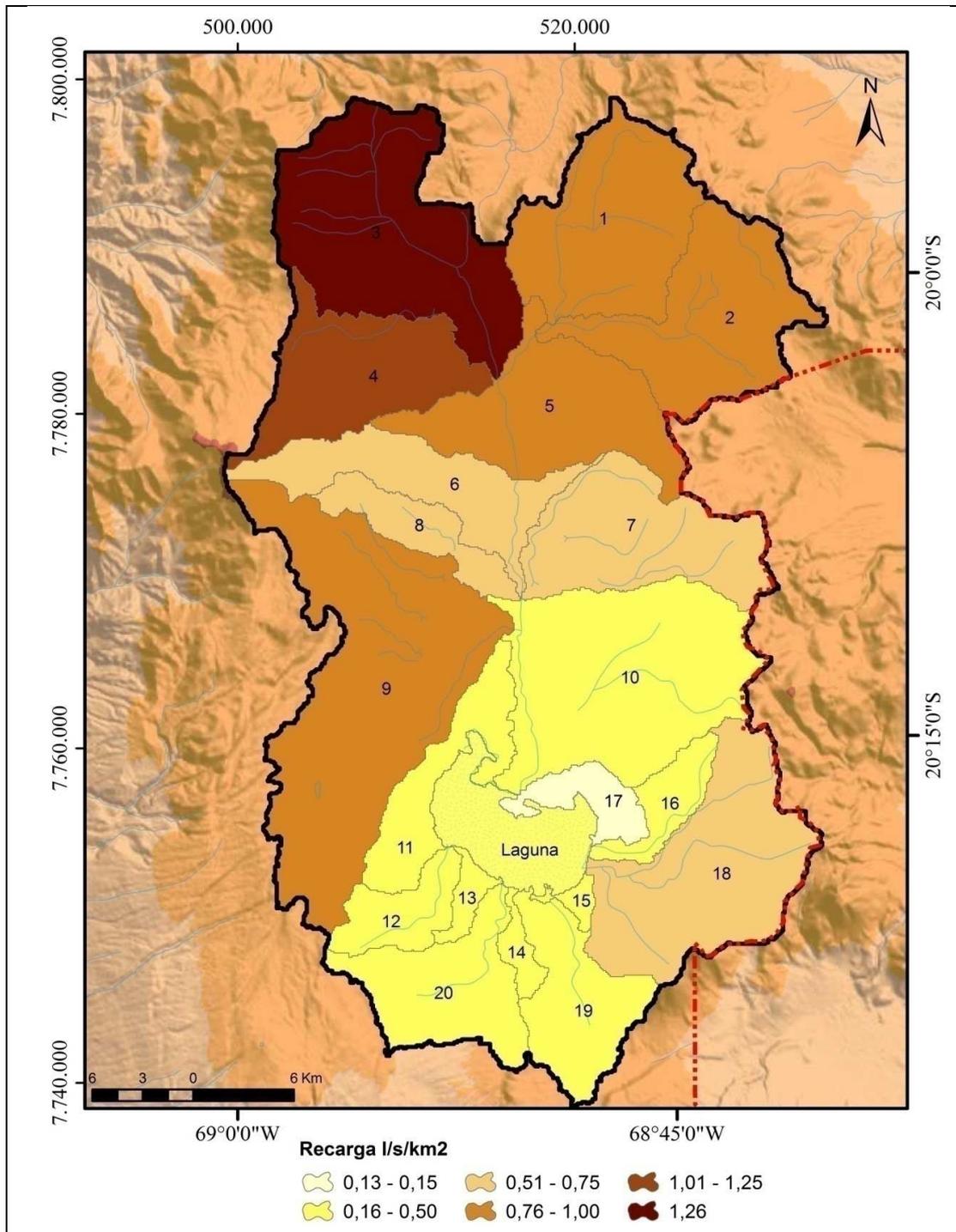


Figura 4-5: Distribución de la recarga media al acuífero de cada subcuenca por unidad de área (L/s/km²)

Tabla 4-5: Variables hidrológicas promedio para cada subcuenca*

N°	Pp mm/a	Ev mm/a	FT L/s	FD L/s	FB L/s	Perc. L/s	R L/s	R/Pp %	Prod. L/s/km ²
1	160	133	63	3	60	23	83	16,3	0,83
2	180	149	75	8	67	22	89	16,0	0,92
3	161	115	78	32	45	130	176	24,6	1,26
4	184	136	110	38	73	9	82	17,8	1,04
5	146	141	38	9	29	60	89	20,8	0,96
6	158	138	31	7	23	21	44	13,4	0,67
7	162	139	32	5	27	29	56	12,7	0,65
8	150	128	15	4	10	6	16	11,4	0,54
9	153	124	110	21	89	79	168	17,1	0,83
10	136	134	14	1	13	33	46	7,2	0,31
11	116	97	18	14	4	10	14	8,6	0,32
12	125	97	17	13	3	9	12	10,8	0,43
13	108	90	3	2	1	2	3	9,4	0,32
14	120	95	4	3	1	2	3	10,4	0,39
15	107	89	2	1	0	1	1	8,7	0,29
16	135	120	4	0	4	6	10	10,6	0,45
17	109	105	1	0	1	2	3	4,0	0,14
18	146	129	30	2	28	33	62	11,5	0,53
19	134	106	35	27	8	16	24	10,1	0,43
20	124	96	36	29	8	20	27	10,9	0,43
Laguna	98	149	16	0	16	2	19	12,3	0,38
Total	149	127	732	222	511	516	1.027	14,9	0,70

*Pp: Precipitación; Ev: Evaporación real. En las subcuencas que es mayor a la precipitación es porque recibe aportes externos; FT: Flujo o escurrimiento total; FD: Flujo directo o superficial; FB: Flujo base o subterráneo; Perc: Percolación profunda; R: Recarga; Prod: Productividad específica.

Tabla 4-6: Recarga mínima, media y máxima para cada subcuenca

N°	Recarga Mínima			Recarga Media			Recarga Máxima		
	L/s	mm/a	%	L/s	mm/a	%	L/s	mm/a	%
1	63	19,9	12,4	83	26,1	16,3	101	31,7	19,8
2	71	22,9	12,7	89	28,9	16,0	113	36,7	20,3
3	164	36,9	22,9	176	39,6	24,6	184	41,5	25,7
4	53	21,2	11,5	82	32,6	17,8	109	43,3	23,6
5	76	26,1	17,9	89	30,4	20,8	102	34,8	23,8
6	36	17,5	11,1	44	21,3	13,4	52	25,2	15,9
7	47	17,1	10,6	56	20,5	12,7	66	24,1	14,9
8	12	12,3	8,2	16	17,1	11,4	22	22,6	15,1
9	150	23,3	15,2	168	26,1	17,1	182	28,4	18,6
10	33	7,1	5,2	46	9,9	7,2	64	13,7	10,1
11	13	8,8	7,6	14	9,9	8,6	16	11,1	9,6
12	11	11,9	9,5	12	13,5	10,8	13	14,6	11,7
13	2	8,9	8,2	3	10,1	9,4	3	10,9	10,1
14	3	11,0	9,2	3	12,4	10,4	4	13,4	11,2
15	1	8,3	7,8	1	9,3	8,7	2	10,4	9,7
16	8	11,8	8,8	10	14,3	10,6	12	16,8	12,4
17	2	3,8	3,5	3	4,3	4,0	4	6,4	5,8
18	51	13,8	9,4	62	16,8	11,5	73	19,9	13,6
19	20	11,1	8,3	24	13,5	10,1	28	16,0	11,9
20	24	11,9	9,6	27	13,5	10,9	29	14,5	11,7
Laguna	9	6,1	6,2	19	12,1	12,3	28	18,3	18,6
Total	849	18,3	12,3	1.027	22,2	14,9	1.206	26,0	17,5

En la Tabla 4-7 se presenta el balance hídrico estimado a partir del modelo MPE para la cuenca Salar del Huasco separado por bandas de altura y por HRU. Se observa que entre los 4.000 y 4.500 msnm se produce la mayor recarga al acuífero

por ser la banda de mayor superficie (60,2% de la cuenca). Por unidad de área, la banda sobre los 4.500 msnm es la de mayor aporte al acuífero de la cuenca principalmente por el aumento de las precipitaciones y disminución de la evaporación potencial. Por HRU, la unidad S3 es la que genera mayor aporte al acuífero por unidad de área porque corresponde a depósitos fluviales de alta permeabilidad que se forman en torno al río Collacagua, por lo que recibe los aportes superficiales de la parte centro-norte de la cuenca. La unidad R1, a pesar de agrupar a las rocas más impermeables de la cuenca, tiene un aporte al acuífero importante, con 492 L/s que equivale al 47,9% del total de la recarga. Esto ocurre porque es la HRU de mayor superficie y se ubica en las zonas de mayor altura de la cuenca, y por ende de mayor precipitación.

Tabla 4-7: Balance hídrico para la cuenca Salar del Huasco separadas por bandas de altura y HRU

Altura msnm	HRU	Área km ²	Precip. mm/a	Evap. Real mm/a	Aportes Externos mm/a	Recarga L/s	Recarga mm/a	Recarga Total mm/a
3.770-4.000	R1	146,4	121,9	95,5	0,0	60,7	13,1	
	R2	1,5	109,4	101,3	0,0	0,4	8,7	
	S1	195,5	114,7	141,2	35,1	42,6	6,9	18,3
	S2	58,7	112,4	152,6	53,8	20,1	10,8	
	S3	81,3	114,6	175,6	75,3	156,5	60,7	
4.000-4.500	R1	620	163,1	107,7	0,6	384,4	19,6	
	R2	169,7	156,3	156,2	46,2	184,5	34,3	23,7
	S1	54,1	158,9	161,5	27,3	45,4	26,5	
	S2	35,7	155,8	187,6	78,0	45,8	40,4	
4.500-5.200	R1	67	195,2	112,9	0,0	46,6	21,9	27,8
	R2	31,4	200	139,5	1,3	40,1	40,3	
Salar del Huasco		1.462	149,4	127,0	0,0	1.027,1	22,2	

4.2 Caracterización isotópica

Los resultados del análisis de isótopos estables, realizados a las muestras recolectadas en la cuenca durante este estudio, se presentan en la Figura 4-6. Se observa un amplio rango isotópico en las aguas muestreadas lo que indica la presencia de aguas de distintos orígenes y/o de aguas afectadas por algún fenómeno como evaporación. También se presenta la Recta Meteórica Local (LMWL) estimada por Aravena et al. (1999) para la zona altiplánica en torno al Salar del Huasco (ecuación 4.1) y la Recta Meteórica Local sin exceso de Deuterio (ecuación 4.2). Los puntos ubicados entre ambas rectas representan aguas sometidas a eventos evaporativos leves, como evaporación desde la zona no saturada. En la Tabla 4-8 se presentan estos datos junto al análisis químico realizado a cada muestra.

$$\delta^2 H = 7,8 \cdot \delta^{18} O + 9,7 (\text{‰}) \quad (4.1)$$

$$\delta^2 H = 7,8 \cdot \delta^{18} O (\text{‰}) \quad (4.2)$$

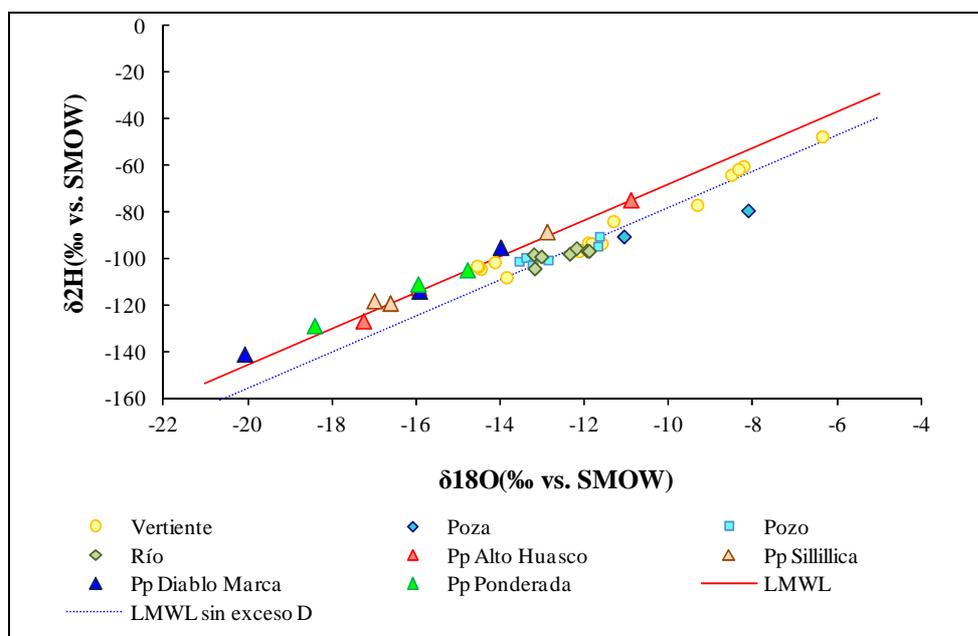


Figura 4-6: Composición isotópica de las muestras recolectadas

Tabla 4-8: Análisis químico e isotópico de las muestras recolectadas para el estudio de la cuenca Salar del Huasco

N°	Terreno	Cota msnm	Nombre	Temp °C	pH	Cond. μS/cm	HCO ₃ mg/L	Cl mg/L	SO ₄ mg/L	Na mg/L	K mg/L	Ca mg/L	Mg mg/L	² H δ ‰	¹⁸ O δ ‰
1	dic-09	3.937	Vertiente Chaquina	12,6	7,6	260	83	15,0	45,9	2,7	5,6	22,3	6,3	-93,1	-11,9
2	dic-09	3.938	Vertiente Chaquina	12,8	7,7	269	85	15,7	43,9	3,0	8,5	26,8	8,3	-93,4	-11,8
3	dic-09	3.942	Poza Chaquina	16,5	8,4	300	84	19,2	43,5	3,0	8,4	26,8	8,3	-90,5	-11,1
4	dic-09	4.214	Vertiente Porquesa	16,3	8,6	588	161	0,5	159,0	3,5	5,3	62,1	27,5	-98,2	-13,2
5	dic-09	4.245	Vertiente Porquesa	13,6	8,7	571	155	2,4	152,0	3,4	5,3	62,1	27,5	-101,5	-14,1
6	dic-09	4.010	Pozo P-13	16,0	9,1	208	58	9,3	25,3	4,3	7,6	9,7	1,7	-98,9	-13,1
7	dic-09	3.966	Vertiente Batea	23,2	8,2	190	56	6,8	29,9	4,0	4,6	8,8	1,8	-99,1	-13,0
8	dic-09	3.974	Vertiente Batea	22,8	8,0	183	77	6,8	25,4	4,0	4,6	8,8	1,8	-99,6	-13,2
9	dic-09	3.974	Poza Batea	20,3	6,7	205	45	3,9	14,6	5,2	2,4	10,7	2,0	-93,4	-11,6
10	dic-09	4.252	Vertiente Ojos de Piga	25,6	8,5	184	53	5,9	23,4	3,6	12,6	6,9	1,6	-108,0	-13,9
11	dic-09	3.961	Río Piga	22,0	7,9	249	106	2,3	21,5	3,4	6,3	18,1	8,3	-104,2	-13,2
12	dic-09	3.942	Río Collacagua	21,6	7,5	635	255	5,5	96,8	5,6	6,5	54,5	34,6	-97,9	-12,4
13	dic-09	4.194	Vertiente Porquesa	13,2	7,3	712	251	2,6	150,0	3,8	4,8	71,8	47,1	-104,4	-14,5
14	dic-09	4.198	Vertiente Porquesa	13,6	7,0	745	314	1,7	168,0	3,8	4,8	71,8	50,2	-103,4	-14,5
15	dic-09	3.918	Río Batea	23,2	8,5	304	101	6,3	32,7	5,2	4,3	20,3	8,2	-95,5	-12,2
16	dic-09	3.915	Río Piga	18,6	8,8	568	207	17,6	69,4	9,0	8,4	43,9	24,5	-96,5	-12,0
17	dic-09	3.916	Poza Chaquina	20,1	9,8	642	160	26,5	85,6	13,0	9,3	26,4	18,1	-79,3	-8,1
18	dic-09	3.915	Río Collacagua	18,8	8,7	570	200	19,6	66,1	8,8	8,0	37,9	20,5	-96,7	-11,9
19	ene-11	3.561	Vertiente Alto Pica	7,4	7,3	590	206	49,1	256	107	22,4	70,2	10,5	-60,3	-8,2
20	ene-11	3.546	Vertiente Alto Pica	13,4	7,2	590	134	15,7	166	37,7	3,7	75	11,5	-64,0	-8,5
21	ene-11	3.523	Vertiente Alto Pica	12,2	7,0	490	155	15,4	97,1	21,9	1,27	65,8	10,8	-47,5	-6,4
22	ene-11	3.745	Vertiente Alto Pica	14,1	8,5	220	81,7	2,9	43,8	11,6	2,86	29,2	5,9	-61,6	-8,4

Tabla 4-8: Análisis químico e isotópico de las muestras recolectadas para el estudio de la cuenca Salar del Huasco

N°	Terreno	Cota msnm	Nombre	Temp °C	pH	Cond. μS/cm	HCO ₃ mg/L	Cl mg/L	SO ₄ mg/L	Na mg/L	K mg/L	Ca mg/L	Mg mg/L	² H δ ‰	¹⁸ O δ ‰
23	ene-11	4.688	Vertiente Alto Pica	10,4	8,0	200	86,6	5	25	7,3	2,04	28,6	5,9	-83,9	-11,3
24	ene-11	4.283	Vertiente Porquesa	12,7	6,7	599	209	1,5	154	22,2	3,1	69,6	33,1	-103,1	-14,6
25	ene-11	3.866	Pozo E-24	13,9	8,3	192	85,4	6,4	17,9	22	3,4	67,8	32,8	-90,4	-11,7
26	ene-11	3.866	Pozo P-12	19,3	7,3	1083	497	52,7	109	28,1	1,94	11,7	0	-101,1	-13,6
27	ene-11	3.830	Pozo P-7	17,4	7,8	783	30,5	11,4	367	27,9	8,18	124	7,1	-99,5	-13,4
28	ene-11	3.862	Pozo P-4	23,1	7,1	1044	50	14,2	474	90,9	16,6	132	6,2	-100,6	-12,9
29	ene-11	3.839	Pozo E-14	12,4	7,2	734	287	31,2	99,6	91,8	11,4	43,6	19,6	-94,7	-11,7
30	ene-11	3.791	Vertiente Huasco Norte	15,7	7,6	562	207	26,6	78,3	70,4	6,83	45,4	9,2	-96,7	-12,1
31	ene-11	2.249	Vertiente Chacarilla	22,2	8,2	996	287	138	54,6	173	4,8	43	0	-76,9	-9,3
32	ene-11	1.979	Pozo Concova	33,5	7,8	384	95,2	30	69,1	59	0	33,9	0	-102,7	-13,3
33	oct-10	4.270	Pp Sillillica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-88,4	-12,9
34	oct-10	3.874	Pp Alto Huasco	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-74,8	-10,9
35	oct-10	4.603	Pp Diablo Marca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-95,1	-14,0
36	mar-11	4270	Pp Sillillica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-118,1	-17,0
37	mar-11	3874	Pp Alto Huasco	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-112,4	-16,0
38	mar-11	4603	Pp Diablo Marca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-141,0	-20,1
39	nov-11	4270	Pp Sillillica	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-119,1	-16,6
40	nov-11	3874	Pp Alto Huasco	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-126,7	-17,3
41	nov-11	4603	Pp Diablo Marca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-114,0	-15,9

4.2.1 Precipitación

En la cuenca Salar del Huasco se cuenta con un total de siete temporadas de lluvia con análisis isotópico: dos períodos de verano recolectados durante esta investigación (veranos 2009-2010 y 2010-2011), dos veranos (1984 y 1985-1986) registrados por Aravena et al. (1999) recolectados en la estación meteorológica Collacagua, y tres veranos (1973, 1973-1974 y 1975) registrados por Fritz et al. (1981) en las estaciones Collacagua y Huasco (3.800 msnm).

Como se observa en la Figura 4-7, la composición isotópica de las precipitaciones de verano muestreadas en la cuenca Salar del Huasco se ubican en torno a una recta meteórica definida por la ecuación 4.3, muy similar a la recta meteórica definida a nivel regional en torno a la cuenca por Aravena et al. (1999) y a la recta meteórica mundial (Craig, 1961).

$$\delta^2H = 7,5 \cdot \delta^{18}O + 7,7 (\text{‰}) \quad (4.3)$$

Por la alta variabilidad isotópica entre temporadas de tormenta, que para la estación Collacagua alcanza 8‰ para $\delta^{18}O$, los registros no son suficientes para determinar y caracterizar la isotopía de las precipitaciones de la cuenca. Sin embargo, sí es posible observar el efecto de la altura sobre la composición isotópica de las precipitaciones, que provoca un empobrecimiento isotópico de -0,64‰ cada 100 metros para $\delta^{18}O$ (Figura 4-8). Aunque las causas de este empobrecimiento no están bien determinadas a nivel local (Salazar et al., 1998), el gradiente isotópico existe y es de gran utilidad para el estudio hidrológico de la cuenca y para determinar zonas de recarga (Fritz et al., 1981; Clark y Fritz, 1997)

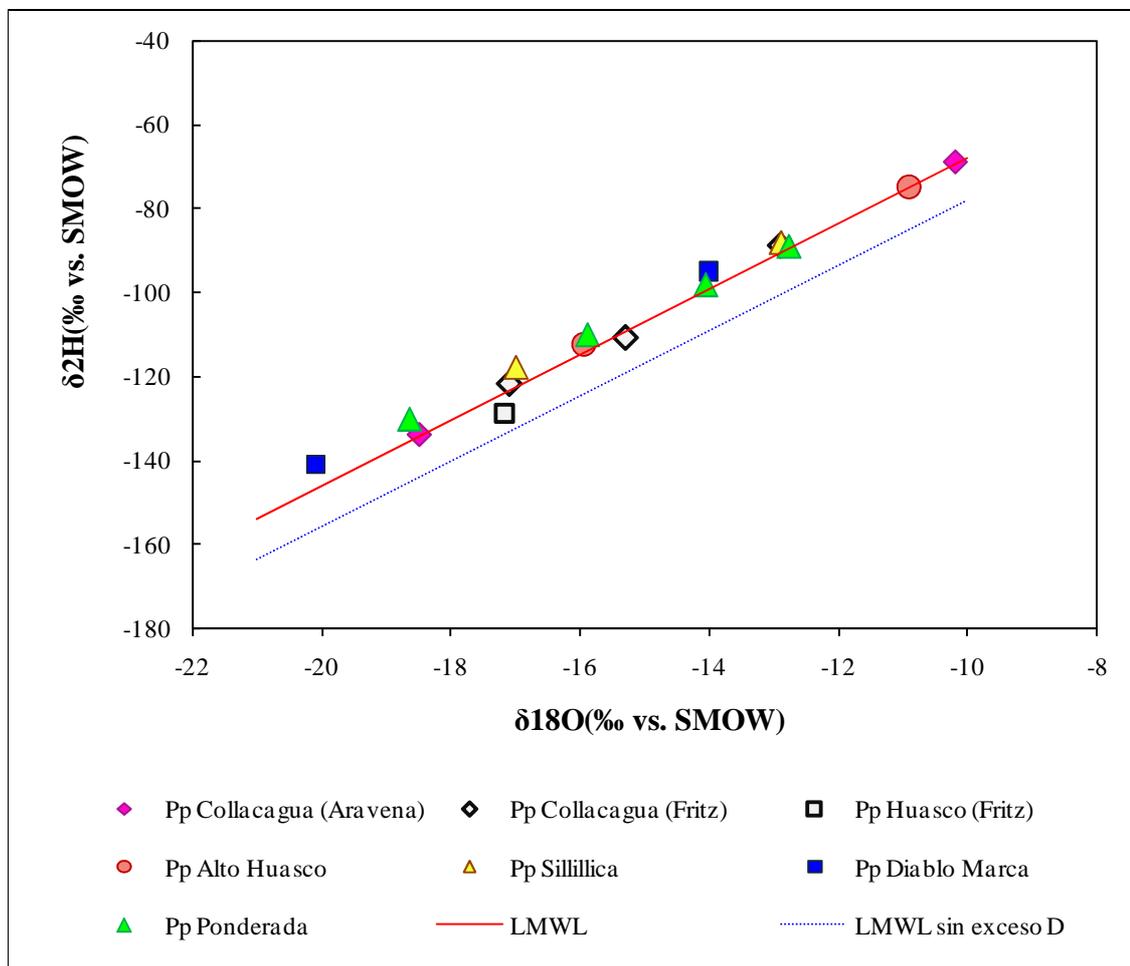


Figura 4-7: Composición isotópica de las precipitaciones muestreadas en la cuenca Salar del Huasco

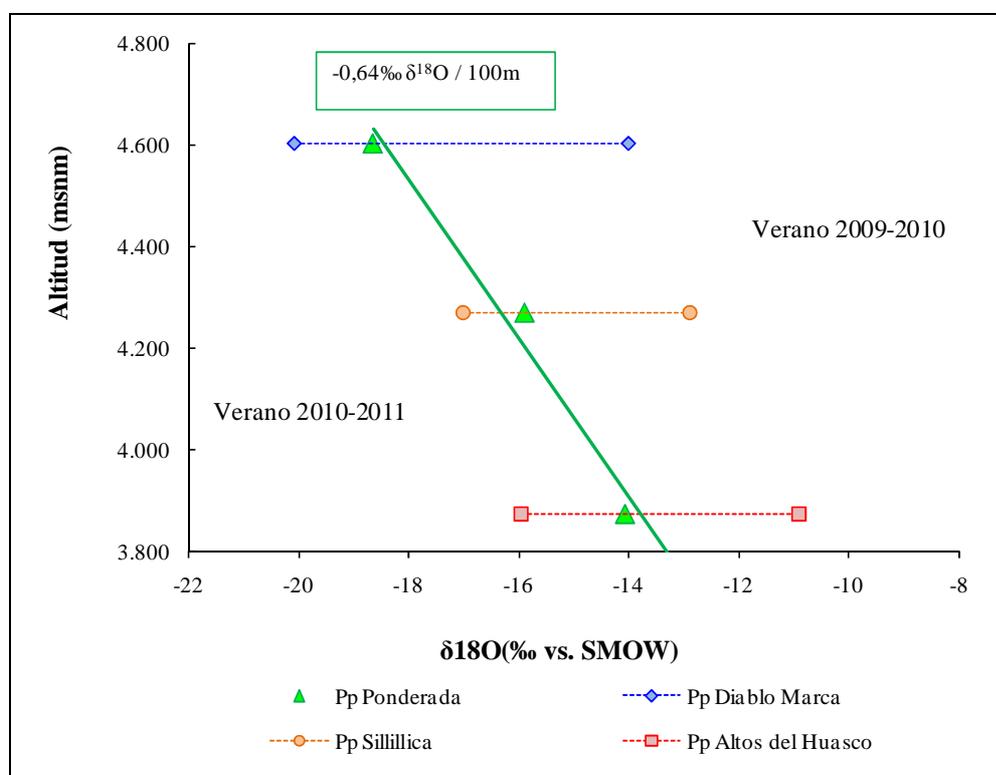


Figura 4-8: Gradiente isotópico de precipitaciones con respecto a la altura. Precipitación de los veranos 2009-2010, 2010-2011 y una ponderación entre ellos

4.2.2 Aguas superficiales

En el análisis de los ríos presentado en la Figura 4-9, se observa que en las cabeceras de las subcuencas se encuentran las aguas más empobrecidas (más negativas) isotópicamente. Esto es coherente con el hecho que estas zonas son las de mayor altura dentro de la cuenca, y por lo tanto estas aguas provienen de precipitaciones más livianas isotópicamente, que aún no han sido afectadas por la evaporación en la superficie libre. En el transcurso del río, las aguas se van enriqueciendo (se vuelve menos negativas) en su contenido isotópico debido a que reciben aportes de aguas recargadas a menores altitudes y que también están sometidas a evaporación. Siguiendo el curso del río Collacagua, en su nacimiento en Pampa Piga se observan aguas en torno a los -13‰ para $\delta^{18}\text{O}$ (punto A, Figura

4-9). En esta zona el cauce recibe aportes desde Pampa Porquesa y Pampa Batea. En la cabecera de Pampa Porquesa (B), donde nace la quebrada Chislaca que confluye hacia el río Piga, se advierten aguas empobrecidas en su contenido isotópico pero que antes de descargar hacia el río Piga han sufrido un enriquecimiento por efecto de evaporación y aportes recargados a menor altitud. Lo mismo ocurre en el río Batea (C). Como el caudal del río Piga es mucho mayor que sus afluentes, no se produce un enriquecimiento importante de las aguas. Por la parte noroeste de la cuenca nace la quebrada Chaquina cuyas vertientes (D) tienen valores isotópicos en torno a los -12‰ para $\delta^{18}\text{O}$, lo que estaría indicando zonas de recarga a menor altura que el río Piga. El aporte de la quebrada Chaquina empobrece las aguas que vienen del río Piga y así en el nacimiento del río Collacagua (E) se tienen aguas con valores mayores a -12‰ para $\delta^{18}\text{O}$. El río Collacagua aguas abajo se va enriqueciendo en su contenido isotópico llegando a valores de -9‰ para $\delta^{18}\text{O}$ algunos kilómetros antes de infiltrarse (F), principalmente por la evaporación que afecta sus aguas.

4.2.3 Aguas subterráneas

En la composición isotópica de las vertientes de la zona de estudio presentada en la Figura 4-10 se observa un amplio rango isotópico, entre -6‰ y -14,5‰ para $\delta^{18}\text{O}$, lo que se puede explicar por la existencia de distintas zonas de recarga en el área de estudio. Específicamente, para la cuenca Salar del Huasco se observan valores isotópicos entre -11‰ y -14,5‰ para $\delta^{18}\text{O}$, donde las más empobrecidas se encuentran en la parte este de la cuenca, desde Pampa Porquesa hasta Pampa Rinconada, que son aguas que se recargan a mayores altitudes (Figura 4-9). En Pampa Chaquina, parte noroeste de la cuenca, se registran aguas más enriquecidas en torno a los -12‰ para $\delta^{18}\text{O}$, indicando zonas de recarga a menor altura que la parte este de la cuenca.

En la Figura 4-9 se observa que en las vertientes muestreadas en la zona del salar se registra un amplio rango isotópico debido a que reciben aportes de distintas

zonas (sureste del salar con aguas recargadas a mayores altitudes que las aguas observadas en la zona noroeste) y porque algunas aguas se han enriquecido debido a procesos de evaporación en zonas donde la napa se encuentra a poca profundidad.

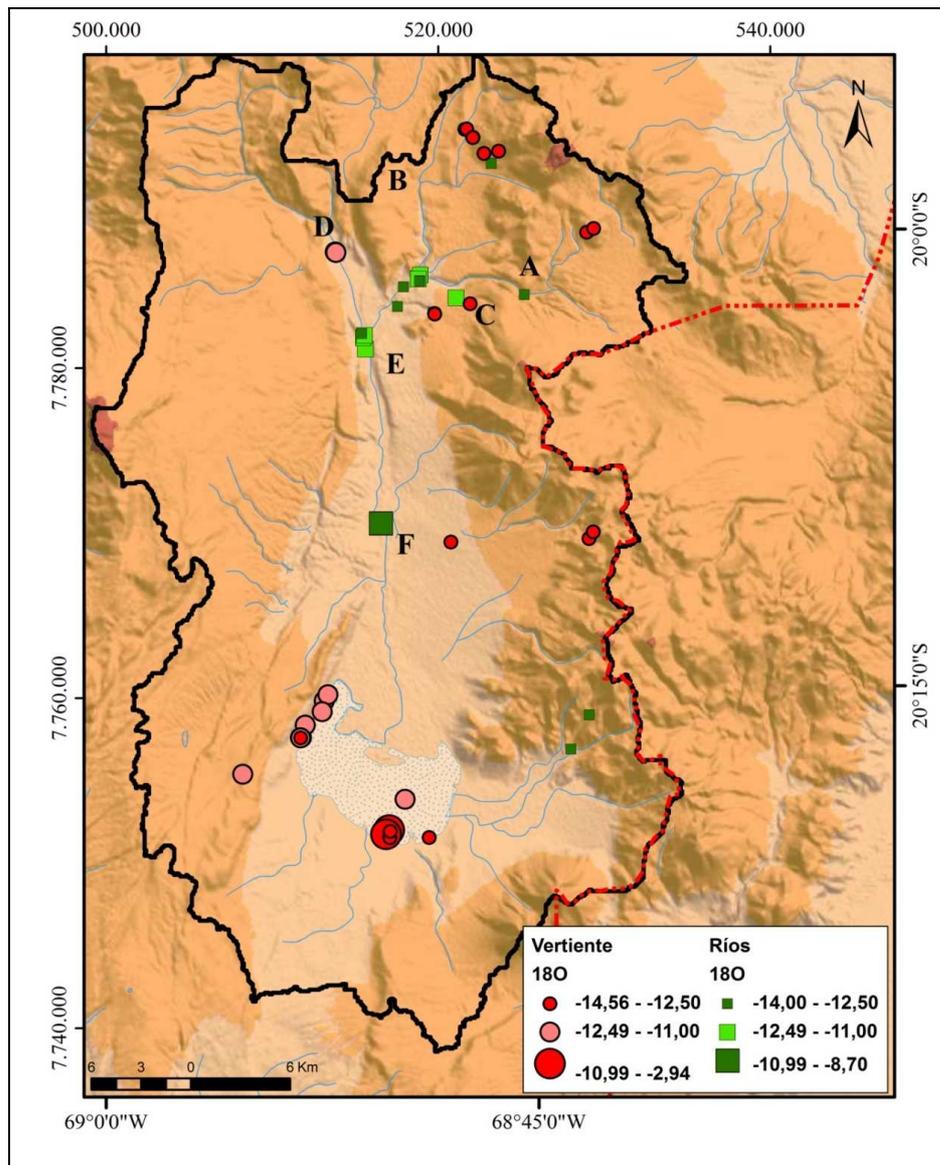


Figura 4-9: Composición y distribución isotópica para las aguas superficiales de la cuenca Salar del Huasco

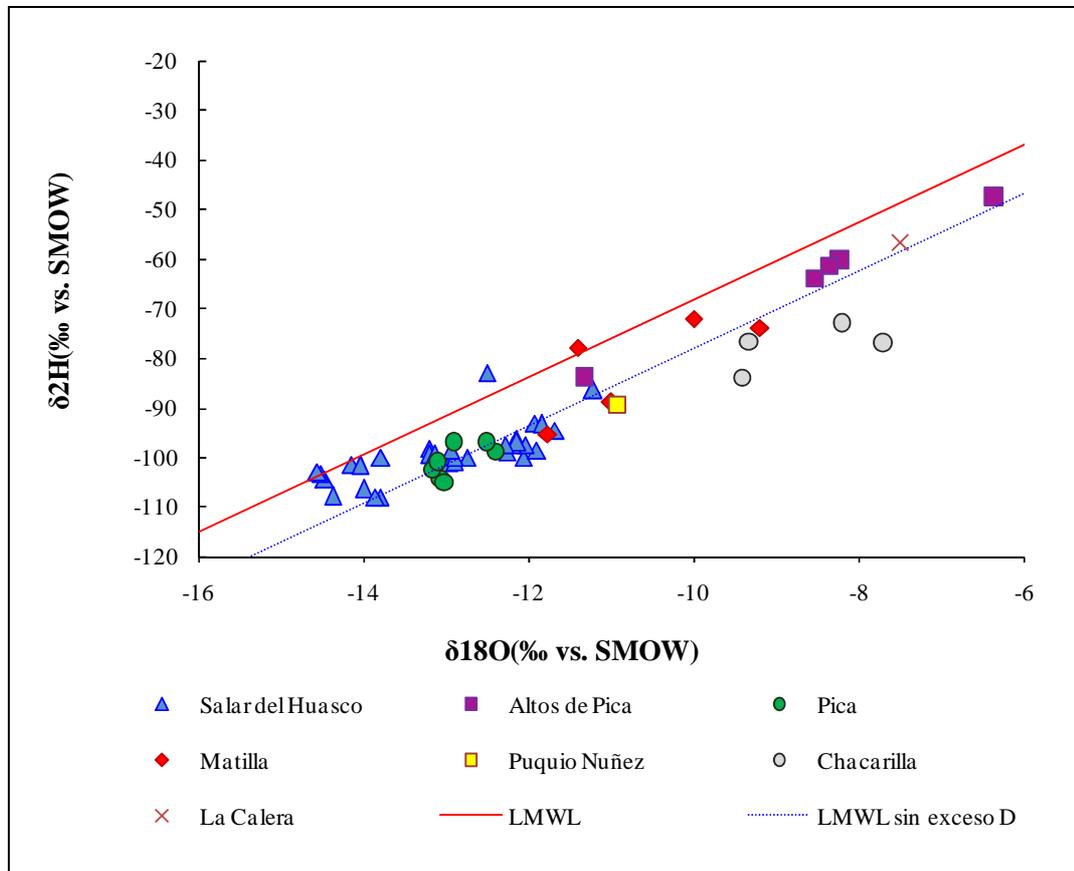


Figura 4-10: Composición isotópica para las vertientes de la cuenca Salar del Huasco, Pica y localidades aledañas

El efecto de la altura en la isotopía de las precipitaciones se traspa a las aguas del sistema lo que es de mucha utilidad para diferenciar aguas que han sido recargadas a mayor o menor altura (Mandal et al., 2011). Como se muestra en la Figura 4-11, en las vertientes analizadas en la cuenca Salar del Huasco (entre 3.770 y 4.400 msnm) se determinó un empobrecimiento isotópico de -0,5‰ cada 100 metros para $\delta^{18}\text{O}$. Para las vertientes muestreadas en la ladera poniente de Altos de Pica (Figura 3-5 y Tabla 4-8, N°19, N°20, N°21 y N°22) se estimó un empobrecimiento isotópico con la altura de -0,4‰ cada 100 metros para $\delta^{18}\text{O}$ pero, en promedio, 3,5‰ más enriquecida en $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4-11).

Las vertientes de la zona de Pica, Matilla, La Calera, Puquio Núñez y Chacarilla, pese a estar a una altitud menor a los 2.500 msnm, tienen valores isotópicos que demuestran recargas a mayor altitud. Las aguas de Pica se encuentran en un rango entre $-12,4\text{‰}$ y $-13,2\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$. De acuerdo a la composición isotópica de las vertientes (Figura 4-11), son aguas que isotópicamente se encuentran en el mismo rango que las aguas del Salar del Huasco, posiblemente dado por un origen en común. Con esto se descarta que el origen de las aguas de Pica provengan de la Formación montañosa Altos de Pica (Salazar et al., 1998; Grilli et al., 1999; Tröger y Gerstner, 2004) ya que las vertientes que tienen área de recarga en esta zona se caracterizan por contenidos isotópicos más enriquecidos.

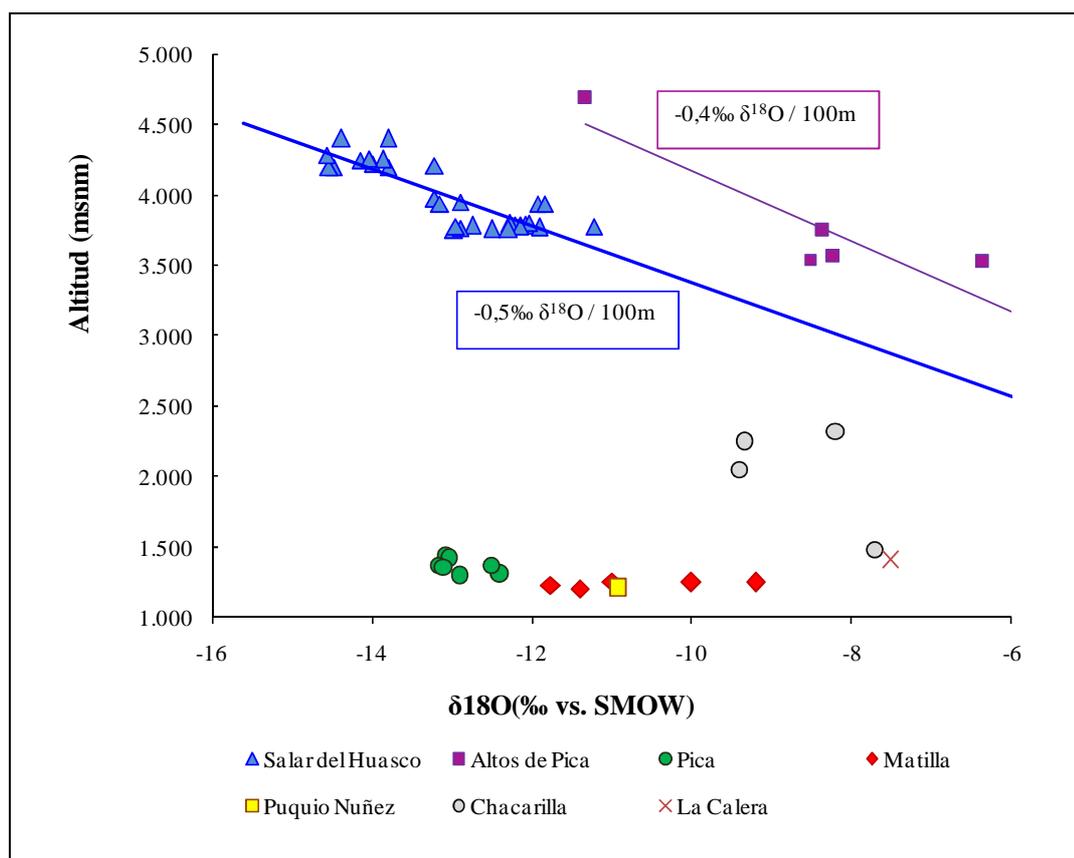


Figura 4-11: Gradiente isotópico para vertientes en la cuenca Salar del Huasco y la zona de influencia a Pica

Para las zonas de Matilla, La Caldera, Puquio Núñez y Chacarilla el origen de sus aguas sí estaría en la ladera poniente de la Formación Altos de Pica con una recarga entre los 3.500 y 4.000 msnm o una mezcla de éstas con las aguas que recargan el acuífero de Pica.

Los pozos de la cuenca Salar del Huasco se encuentran en un rango isotópico similar al de las aguas de vertientes, entre $-10,9\text{‰}$ y $-13,88\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 4-12). Se distinguen dos grupos de aguas subterráneas, con valores mayores y menores que $-12,5\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$. El primer grupo correspondería a acuíferos recargados con aguas originadas a menor altura. Los pozos E24 y E12 (Figura 4-13) están perforados en el acuífero superior, formado por los depósitos aluviales del río Collacagua, representando a las aguas subterráneas isotópicamente más enriquecidas que fueron recargadas de manera local con aguas originadas a menor altura. Además el pozo E12, ubicado en Pampa Sillillica Norte donde el río Collacagua se infiltra, presenta un fraccionamiento importante por evaporación debido a los aportes del río, siendo una fuente importante de recarga para esta zona.

Los pozos P12 y E11, perforados en el acuífero medio e inferior respectivamente y a pocos metros de distancia de los pozos E24 y E12, tienen un contenido isotópico más empobrecido que los pozos vecinos (Figura 4-13), lo que significa que los acuíferos más profundos son recargados a nivel regional, con aguas originadas a mayor altura.

En la Figura 4-14 se observa que las aguas de pozos de la zona de Pica y las localidades cercanas, presentan un grado de fraccionamiento isotópico por evaporación explicado por la condición agrícola de la zona lo que genera una recirculación de aguas en el acuífero. Los pozos de Pica muestran el mismo comportamiento que las vertientes de esta zona concentrándose el contenido isotópico entre $-11,15\text{‰}$ y $-13,40\text{‰}$ en $\delta^{18}\text{O}$. Sólo un pozo queda fuera de este rango ($-9,2\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$; -79‰ $\delta^2\text{H}$) producto del efecto de la evaporación.

Las aguas de pozos de Matilla y Esmeralda se ubican en un rango más amplio indicando la presencia de aguas con distintos orígenes. Se observa un origen similar a las aguas de Pica, otro a las aguas de las vertientes analizadas en Altos de Pica y una mezcla de estas dos aguas. En cambio en La Calera las aguas se encuentran en el mismo rango que las vertientes Altos de Pica y que representa la zona donde se originan estas aguas.

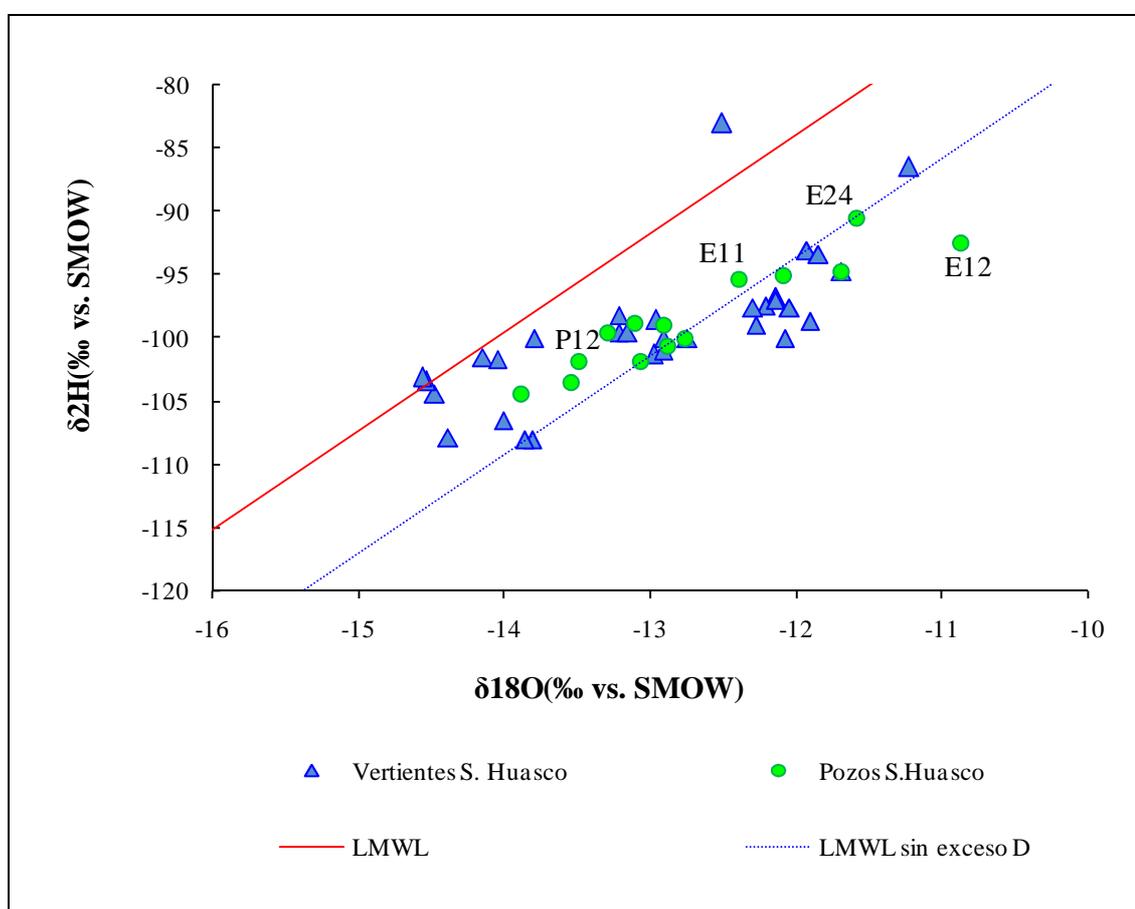


Figura 4-12: Contenido isotópico de las aguas de vertientes y pozo muestreado en la cuenca Salar del Huasco

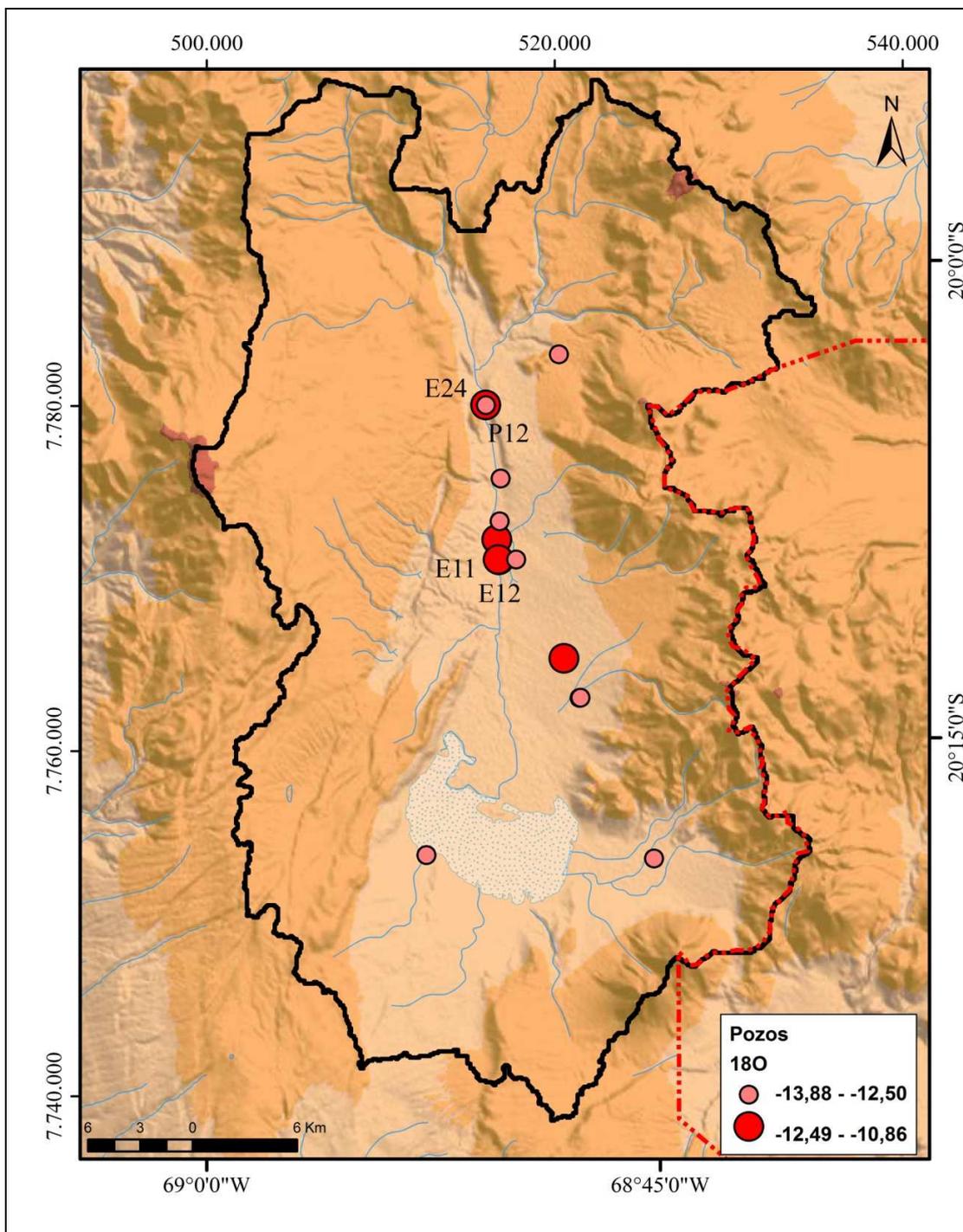


Figura 4-13: Composición y distribución isotópica de las aguas de pozos de la cuenca Salar del Huasco

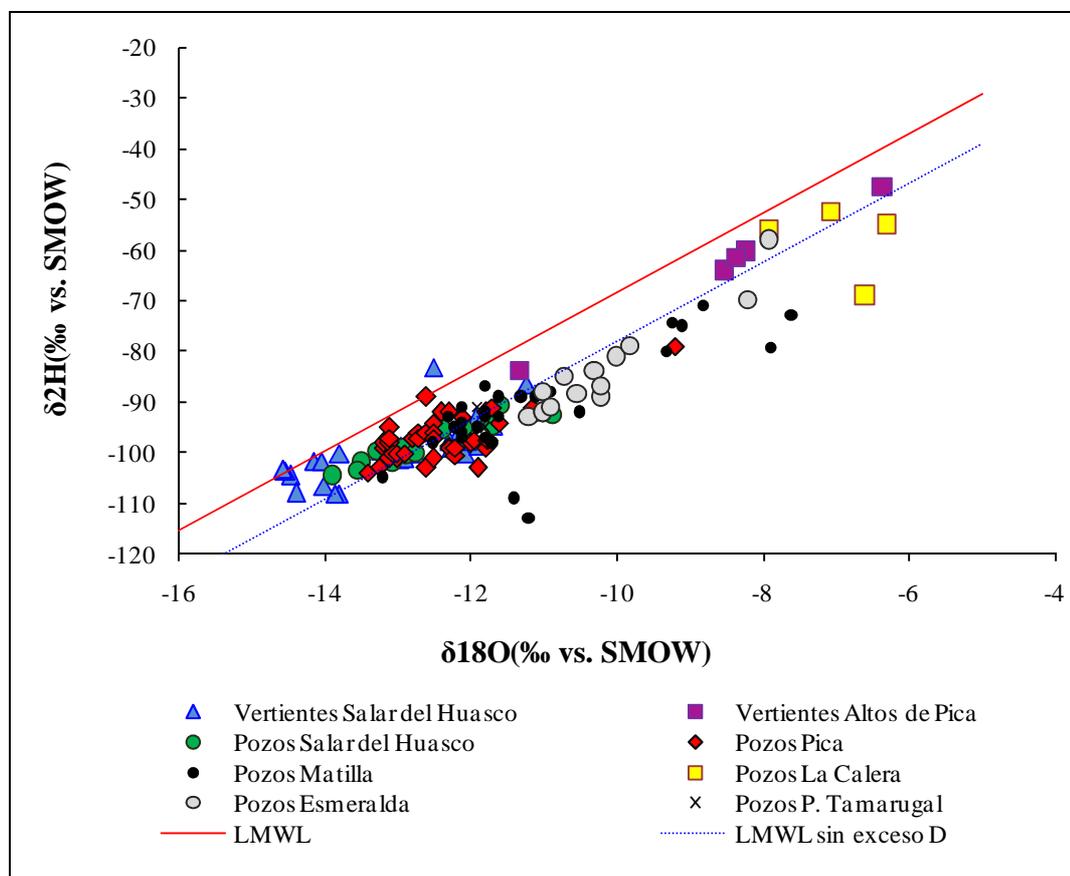


Figura 4-14: Contenido isotópico de las aguas subterráneas muestreadas en la Pampa del Tamarugal

4.2.4 Conexión entre Salar del Huasco y Pica

Dado los antecedentes isotópicos recolectados, es posible afirmar que las aguas de Pica tendrían su origen en torno a los 4.000 msnm. Se descarta que las aguas de Pica se originen en el cordón montañoso Altos de Pica propuesto por otros autores como zona prioritaria de recarga (Salazar et al., 1998; Grilli et al., 1999; Tröger y Gerstner, 2004). Esto porque cuatro vertientes muestreadas allí, mostraron contenidos isotópicos más enriquecidos que no podrían explicar las aguas isotópicamente más empobrecidas de Pica. Por lo tanto, el origen de las aguas de Pica se encontraría en las zonas altas de la Cordillera de los Andes (Magaritz et al.,

1990) que mediante un flujo subterráneo regional recargaría la localidad de Pica a través de un sistema de fallas. Este flujo por zonas profundas explica la composición isotópica (-13.3 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$) y la temperatura registrada en el Pozo Concova (33,5°C, Tabla 4-8). Con todo esto, no es posible descartar que las aguas de Pica correspondan a una mezcla entre aguas ligeras provenientes de este flujo profundo regional y un aporte de agua más enriquecida recargadas en los Altos de Pica.

Con esta conexión profunda entre el acuífero de Pica y el acuífero del Salar del Huasco, faltaría aclarar si esto incluye una conexión entre sus acuíferos. Mediciones de carbono-14 (^{14}C) recolectados por Magaritz et al. (1990), JICA (1995) y Salazar et al. (1998), y un análisis de la información hidrogeoquímica disponible, permite descartar dicha conexión. En efecto, para el sector de Pica, Magaritz et al. (1990) reportó valores cercanos a los 25 pmC lo que estaría indicando aguas de 9.000 años aproximadamente. Para la cuenca Salar del Huasco Aravena y Suzuki (1984), Magaritz et al. (1989) y JICA (1995) midieron valores entre 7,8 y 47 pmC, con lo que dataron el agua entre 5.000 y 9.000 años. Esta similitud en la antigüedad de las aguas en ambos sectores explica la desconexión entre las aguas imposibilitando el flujo entre la Cordillera de los Andes y el sector de Pica a través del acuífero del Salar del Huasco. De estar conectados los acuíferos, las aguas de Pica deberían ser más antiguas que las del acuífero del Salar del Huasco (Salazar et al., 1998; Grilli et al., 1999; Tröger y Gerstner, 2004). Este hecho es corroborado con las mediciones de conductividad eléctrica presentados en la Tabla 4-8, en donde el Pozo Concova (N°32) tiene un valor de 384 $\mu\text{S}/\text{cm}$, menor que las aguas subterráneas medidas en la parte este de la cuenca (mayores a 783 $\mu\text{S}/\text{cm}$, N°27 y N°28) lo que no es coherente con una evolución de las aguas hacia Pica desde el acuífero del Salar del Huasco. Las aguas del acuífero profundo de Pica, incluyendo su descarga reflejada en las vertientes calientes como Miraflores, son las aguas menos salinas del área de estudio lo cual está asociado al flujo del agua subterránea.

5. CONCLUSIONES

El funcionamiento hidrológico de la cuenca Salar del Huasco fue analizado mediante un modelo de simulación hidrológica (MPE) y una caracterización isotópica de las aguas de la cuenca.

El modelo MPE, pese a la complejidad del sistema hidrológico e hidrogeológico de la cuenca, es una buena herramienta para simular las componentes del balance hídrico y a su vez estimar la recarga media anual en el largo plazo al acuífero de la cuenca. La aplicación del modelo de simulación hidrológica MPE representa de manera satisfactoria el comportamiento hidrológico de la cuenca. La bondad en la calibración permite la aplicación del modelo en las subcuencas sin registros de caudal pero con similares características litológicas, geológicas, topográficas e hidrológicas. Así, con su aplicación fue posible estimar en un rango más acotado la recarga al acuífero de la cuenca Salar del Huasco en el largo plazo. Para el período 1980 a 2010 se estimó una recarga media anual ubicada en el rango 850 – 1.200 L/s, con un valor medio de 1.027 L/s (22,2 mm/a) que equivale al 14,9% de las aguas precipitadas sobre la cuenca. Este valor es alto comparado con zonas áridas en otras regiones del mundo, pero las condiciones de las tormentas donde precipita intensamente en períodos cortos de tiempo y las propiedades físicas del suelo, favorecen la infiltración de las precipitaciones al acuífero. La condición variable en el espacio y tiempo de las precipitaciones, se transmite a la recarga al acuífero de la cuenca lo que es bien representado por el modelo MPE.

Por otro lado, a partir de técnicas isotópicas es posible comprender comportamientos del sistema hidrológico e hidrogeológico, el cual es imposible de determinar a través del modelo de simulación. Con estas técnicas se corrobora cuáles son las zonas de mayor recarga al acuífero en la cuenca y permite determinar que el origen de las aguas de Pica está en las zonas de la Cordillera de los Andes, donde también se origina gran parte de las aguas que recargan al Salar del Huasco. Sin embargo, las aguas llegarían al acuífero de Pica a través de drenajes profundos desde la alta cordillera, descartándose una conexión hidrogeológica entre ambos acuíferos, dadas las diferencias químicas y edades

similares de sus aguas, lo que no es coherente con una recarga subterránea desde un acuífero a otro.

La caracterización isotópica de las aguas de la cuenca apoya la utilización y aplicación del modelo en el ajuste de parámetros, para representar las HRU y comprender algunas características hidrológicas e hidrogeológicas que también tienen que estar representadas por el modelo MPE, lo que se traduce en una estimación más precisa de los componentes del balance hídrico que caracterizan a la cuenca.

Trabajos futuros que permitan entender de mejor manera el sistema hidrológico de la cuenca Salar del Huasco deberán estar enfocados en la medición en terreno de algunos parámetros del MPE, para modelar de mejor manera la respuesta hidrológica del sistema, y aumentar la estadística del análisis de las precipitaciones en los colectores ya instalados para caracterizar mejor la composición isotópica de ellas y conocer con más precisión las aguas que están ingresando al sistema. Asimismo, es importante corroborar los análisis isotópicos en la vertiente occidental de los Altos de Pica con nuevos muestreos para comprobar el enriquecimiento isotópico en las aguas de esta formación montañosa.

BIBLIOGRAFÍA

Aceituno, P. (1996). Elementos del clima del Altiplano Sud Americano. *Revista Geofísica –IPGH*. 44, 37-55.

Acosta, O., 2004. *Impacto de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco*. Tesis de Máster, Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona, España.

Acosta, O. y Custodio E. (2008). Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). *Boletín Geológico Minero*, 119(1), 33-50.

Aravena, R. (1995). Isotope Hydrology and Geochemistry of Northern Chile Groundwaters. *Bulletin de l’Instiut Français d’Etudes Andines*.

Aravena, R., Suzuki, O., Peña, H., Pollastri, A., Fuenzalida, H., y Grilli, A. (1999). Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Applied Geochemistry*, 14(4), 411-422.

Bae, D-H., Jung, I-W. y Chang, H. (2008). Long-term trend of precipitation and runoff in Korean river basins. *Hydrological Processes* 22(14), 2644-2656.

Bongartz, K. (2003). Applying different spatial distribution and modelling concepts in three nested mesoscale catchments of Germany. *Physics and Chemistry of the Earth* 28(33-36),1343-1349.

Cherkauer, D.S. (2004). Quantifying Ground Water Recharge at Multiple Scale Using PRMS and GIS. *Ground Water*, 42(1), 97-110.

Chow, V.T., Maidment, D.R. y Mays, L. W. (1988). *Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill.

Clark, I. y Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric water. *Science*, 133, 1702-1703.

De Vries, J.J. y Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5-17.

DICTUC. (2005). *Estudio Hidrogeológico Conceptual y Numérico del Funcionamiento de la Cuenca del Salar de Coposa*. Informe Técnico. Santiago, Chile.

DIHA-PUC (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. Informe Final Parte VIII, Sistema Piloto I Región: Salar del Huasco. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la Pontificia Universidad Católica de Chile (DIHA-PUC) y Dirección General de Aguas (DGA), S.I.T. N°195. Santiago, Chile.

DGA. (1987). *Balance Hídrico de Chile*. Dirección General de Aguas (DGA)-Ministerio de Obras Públicas (MOP). Chile.

Dripps, W. R y Bradbury, K. R. (2007). A simple daily soil–water balance model for estimating the spatial and temporal distribution of groundwater recharge in temperate humid areas. *Hydrogeology Journal* 15(3), 433–444.

Feldman, A. (2000). *Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Technical Reference Manual*. U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. California, United States.

Flügel, W. A. (1995). Delineating Hydrological Response Units (HRU's) by GIS analysis for regional hydrological modeling using PRMS/MMS in the drainage basins of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, 9(3-4), 423-436.

Fritz, P., Suzuki, O., Silva, C. y Salati, E. (1981). Isotope hidrology of groundwaters in the Pampa del Tamarugal, Chile. *Journal of Hydrology*, 58(1-2), 161-184.

Fuenzalida H. y Rutllant J. (1986). *Estudio sobre el origen del vapor de agua que precipita en el invierno altiplánico*. Informe Final, Convenio de Cooperación Dirección General de Aguas y Universidad de Chile. Santiago, Chile.

Garreaud, R. y Wallace, J. (1997). The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Monthly Weather Review*. 125, 3157-3171.

Garreaud, R. y Aceituno, P. (2001). Interannual Rainfall Variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate* 14(12), 2779-2789.

Garreaud, R., Vuille, M. y Clement, A. (2003). The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanism of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 194 (1-3), 5-22.

GP Consultores Ltda. (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.

GP Consultores Ltda. (2004). *Elementos Ambientales Sensibles en el Salar del Huasco y su Demanda Ambiental Hídrica*. Santiago, Chile.

Grilli A., Aguirre E., Duran M., Townsend F., Gonzalez A. (1999). Origen de las aguas subterráneas del sector Pica-Salar del Huasco, Provincia de Iquique, 1 Región de Tarapacá. *XII Congreso de Ingeniería Sanitaria y Ambiental*, Antofagasta, Chile.

Healy, R. y Cook, P. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1), 91–109.

Healy, R.W. y Scanlon, B.R. (2010). *Estimating groundwater recharge*. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press.

Houston J. (2006). Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology* 26(15), 2181–2189.

Houston, J. (2009). A recharge model for high altitude, arid, Andean aquifers. *Hydrological Processes* 13(16), 2383-2393.

Hunt, R., Steuer, J., Mansor, T. y Bullen, T. (2001). Delineating a recharge area for spring using numerical modeling, Monte Carlo techniques, and geochemical investigations. *Ground Water*, 39(5), 702-712.

JICA (1995). *The Study on the Development of Water Resources in Northern Chile*. Japan International Cooperation Agency (JICA), Dirección General de Aguas (DGA) y Pacific Consultants International (PCI). Tokio, Japan.

Leavesley, G.H., Lichty R.W., Troutman B.M. y Saindon L.G. (1983). *Precipitation-runoff modelling system-User's manual*. US Geological Survey Water Resources Investigation Report 83-4238.

Leavesley, G.H. y Stannard, L.G. (1995). *The precipitation-runoff modeling system – PRMS*. In: Singh VP (ed) *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp 281–310.

Leavesley, G.H., Markstrom, S.L., Restrepo, P.J. y Viger, R.J. (2002). A modular approach to addressing model design, scale, and parameter estimation issues in distributed hydrological modeling. *Hydrological Processes* 16(2), 173-187.

Legesse, D., Vallet-Coulomb, C. y Gasse, F. (2003). Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology* 275(1-2), 67-85.

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O. y Grilli, A. (1989). Water Chemistry and Isotope Study of Streams and Spring in Northern Chile. *Journal of Hydrology*, 108, 323-341.

Magaritz, M., Aravena, R., Peña, H., Suzuki, O. y Grilli, A. (1990). Surce of Ground Water in the Deserts of Northern Chile: Evidence of Deep Circulation of Ground Water from the Andes. *Ground Water*, 28(4), 513-517.

Mandal, A. K., Jing Zhang, J. y Asai, K. (2011). Stable isotopic and geochemical data for inferring sources of recharge and groundwater flow on the volcanic island of Rishiri, Japan. *Applied Geochemistry* 26(9-10), 1741-1751.

Pilgrim, D. H., Chapman, T. G. y Doran, D. G. (1988). Problems of rainfall-runoff modeling in arid and semiarid regions, *Hydrological Sciences Journal*, 33(4), 379-400.

Risacher, F., Alonso, H. y Salazar, C. (1999). *Geoquímica de Aguas en Cuencas Cerradas: I, II y III Regiones – Chile (S.I.T. N° 51)*. Convenio de Cooperación entre la Dirección General de Aguas (DGA), la Universidad Católica del Norte (UCN) y el Institute de Recherche Pour le Développement (IRD). Chile.

Salazar, C., Rojas, L. y Pollastri, A. (1998). *Evaluación de recursos hídricos en el sector de Pica. Hoya de la Pampa del Tamarugal I región*. Dirección General de Aguas (DGA) y Comisión Chilena de Energía Nuclear (CCHEN), S.I.T. N°48. Santiago, Chile.

Sayes, J. (1978). *Cuadrángulos Collacagua y Laguna del Huasco, Provincia de Iquique, I Región: scale 1:100,000*. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile.

Scanlon, B.R. y Cook, P.G. (2002). Preface: Theme issue on groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1), 3–4.

Scanlon, B., Healy, R. y Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*. 10(1), 18-39.

Scanlon, B., Keese, K., Flint, A., Flint, L., Gaye, C., Edmunds, M. y Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes* 20(15), 3335-3370.

Singh, V.P. (1997). Effect of Spatial and Temporal Variability in Rainfall and Watershed Characteristics on Stream Flow Hydrograph. *Hydrological Processes* 11(12), 1649-1669.

Tröger, U. y Gerstner, D. (2004). *Estudio de Investigación de la Situación Hidrogeológica en la Formación Altos de Pica*. Convenio Dirección General de Aguas (DGA)-Corporación Nacional de Desarrollo Indígena (CONADI), S.D.T. N°174. Chile.

Weaver, J.M. y Talma, A.S. (2005). Cumulative rainfall collectors – A tool for assessing groundwater recharge. *Water SA*. 3 (3), 283-290.

ANEXOS

ANEXO A: ANÁLISIS HIDROLÓGICO

Para la calibración y aplicación del modelo MPE, la información de entrada son series diarias meteorológicas definidas para cada HRU. En la cuenca, existe sólo una estación con información suficiente, la estación Collacagua (4.013 msnm), que se utilizó como estación de referencia para caracterizar todas las unidades en que se dividió la cuenca.

Para esta extrapolación de esta información, se realizó un análisis hidrológico en torno al área de estudio, el cual se presenta a continuación.

A.1 Análisis de la precipitación

Para conocer la distribución espacial de la precipitación en torno a la zona de estudio, se utilizaron 22 estaciones pluviométricas de la I Región de Tarapacá para tener una mejor representación pluviométrica de la zona, 16 de las cuales pertenecen a la Dirección General de Aguas (DGA) y 6 a la Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi. En la Tabla A-1 se presentan las estaciones con su altura, el período de registro y las precipitaciones medias anuales (año hidrológico, octubre a septiembre), y en la Figura A-1 su ubicación.

El relleno de los registros de precipitación incompletos se realizó mediante la metodología usada por DICTUC (2005) en la cual se estimó la información faltante, a nivel mensual, a partir de dos estaciones ubicadas a una altura similar con registro de precipitación disponible, utilizando la relación presentada en la ecuación A.1.

$$Y_i = \alpha \cdot P_{1,i} + \beta \cdot P_{2,i} + \sqrt{1-R^2} \cdot \varepsilon_i \cdot S_Y \quad (\text{A.1})$$

Donde Y_i es la precipitación estimada para el mes i ; $P_{j,i}$ la precipitación registrada en la estación j para el mes i ; R^2 el coeficiente de determinación; ε_i una variable aleatoria normal estándar; S_Y la desviación típica de la serie original; y α y β parámetros para ponderar con distinta importancia cada estación, obtenidos a partir de una minimización del error cuadrático medio en los meses con información existente. El último término se agregó con el objeto de evitar una distorsión de la varianza en la serie rellenada con respecto a la original.

Tabla A-1: Estaciones utilizadas para el análisis de la precipitación

N°	Estación	Fuente	Altura msnm	Registro		Pp Año Hidr. mm
				Desde	Hasta	
1	Mocha	DGA	2.150	ene-88	dic-10	23,4
2	Pampa Lirima	DGA	4.000	oct-77	may-89	123,5
3	Cancosa	DGA	3.930	abr-76	dic-10	182,9
4	Poroma	DGA	2.880	abr-68	dic-10	37,8
5	Lagunillas (PL)	DGA	4.020	oct-82	dic-10	151,8
6	Huaytani	DGA	3.950	sep-82	dic-10	168,7
7	Parca	DGA	2.650	ene-78	dic-10	27,3
8	Collacagua	DGA	4.013	ene-62	dic-10	132,1
9	Cerro Colorado	DGA	2.510	abr-93	dic-10	17,2
10	Mamiña	DGA	2.730	ene-86	dic-10	31,0
11	Sagasca	DGA	1.815	sep-77	nov-98	0,8
12	Coposa	DGA	3.760	dic-82	dic-10	109,4
13	Guatacondo	DGA	2.460	ene-78	dic-10	20,6
14	Copaquire	DGA	3.540	ene-78	dic-10	87,0
15	Collahuasi	DGA	4.250	nov-71	ago-91	141,2
16	Ujina	DGA	4.300	ene-74	dic-10	186,6
30	Salar Coposa	CMDIC	3.745	jul-03	dic-10	75,9
31	Coposa	CMDIC	3.850	dic-82	dic-10	134,0
32	Pampa Ujina	CMDIC	4.173	ene-97	dic-10	240,7
33	Rosario	CMDIC	4.751	nov-03	dic-10	179,5
34	Salar Michincha	CMDIC	4.132	jul-03	dic-10	118,2
35	Mina Ujina	CMDIC	4.372	ene-97	dic-10	149,5

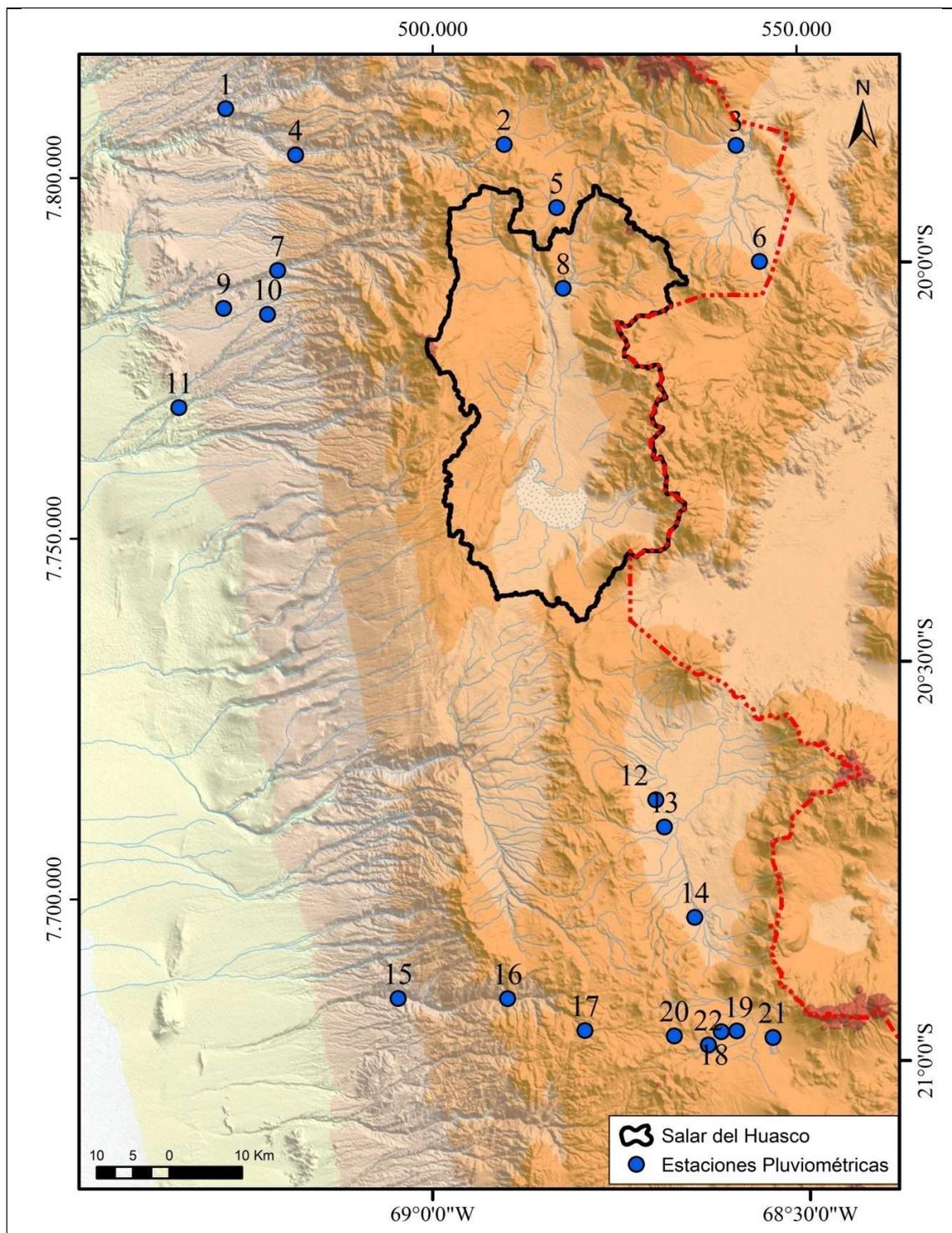


Figura A-1: Ubicación de las estaciones utilizadas para el análisis de la precipitación

Para definir la variación espacial de la precipitación, se estimó un gradiente para determinar su comportamiento con respecto a la altura el cual se presenta en la Figura A-2, donde observa un quiebre en la tendencia en torno a los 3.500 msnm. Para alturas bajo este nivel se calculó un aumento de la precipitación de 3,1 mm cada 100 m; en cambio sobre los 3.500 msnm, este aumento es de 13,6 mm cada 100 m.

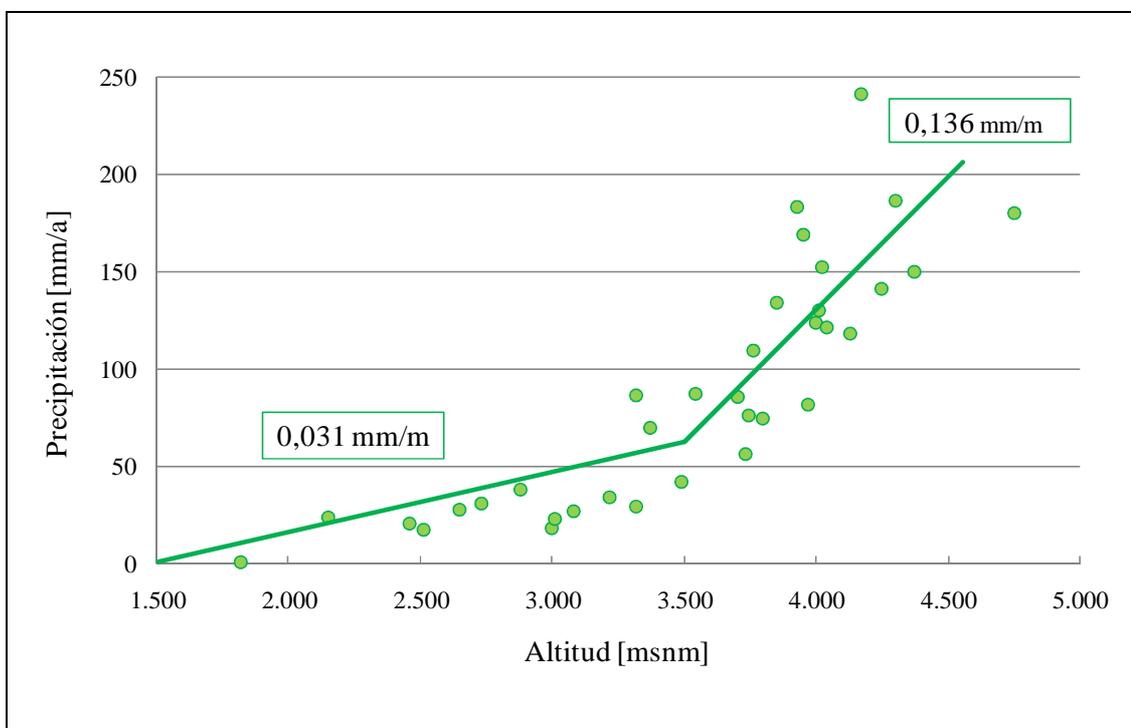


Figura A-2: Gradiente de precipitación con respecto a la altura en las estaciones ubicadas en torno al área de estudio

A.2 Análisis de la temperatura

Para conocer la distribución espacial de la temperatura, se utilizaron 10 estaciones meteorológicas de la I Región de Tarapacá, 4 pertenecientes a la DGA y 6 a CMDIC. En la Tabla A-2 se presentan las estaciones con su altura, el período de registro y la temperatura media anual utilizada para el análisis, y en la Figura A-3 su ubicación.

Para definir la variación espacial de la temperatura, se estimó un gradiente para determinar su comportamiento con respecto a la altura y que se presenta en la Figura A-4. De acuerdo al gradiente, la temperatura media anual disminuye en 0,59 °C cada 100 m de altura.

Tabla A-2: Estaciones utilizadas para el análisis de la temperatura

N°	Estación	Fuente	Altura msnm	Registro		Temp. Anual °C
				Desde	Hasta	
1	Cerro Colorado	DGA	2.510	abr-93	may-97	15,3
2	Collacagua	DGA	4.013	nov-61	dic-10	3,2
3	Guatacondo	DGA	2.460	ene-78	nov-90	13,4
4	Ujina	DGA	4.300	nov-73	sep-88	3,1
5	Salar Coposa	CMDIC	3.745	jul-03	dic-10	4,5
6	Coposa	CMDIC	3.850	dic-97	dic-10	5,3
7	Pampa Ujina	CMDIC	4.179	dic-97	dic-10	4,2
8	Rosario	CMDIC	4.751	nov-03	dic-10	1
9	Salar Michincha	CMDIC	4.132	jul-03	dic-10	3,8
10	Mina Ujina	CMDIC	4.372	dic-97	dic-10	3,9

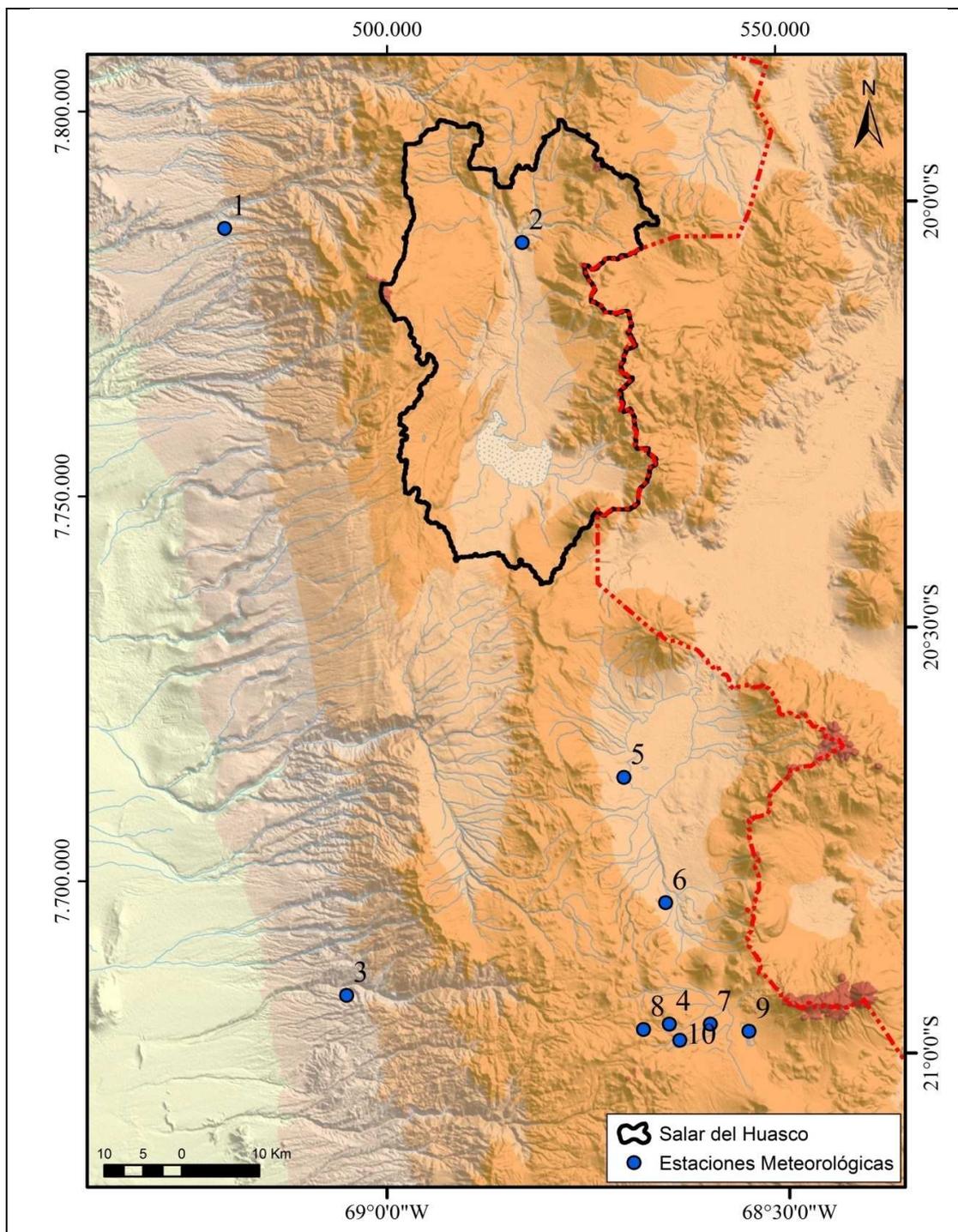


Figura A-3: Ubicación de las estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis de la temperatura

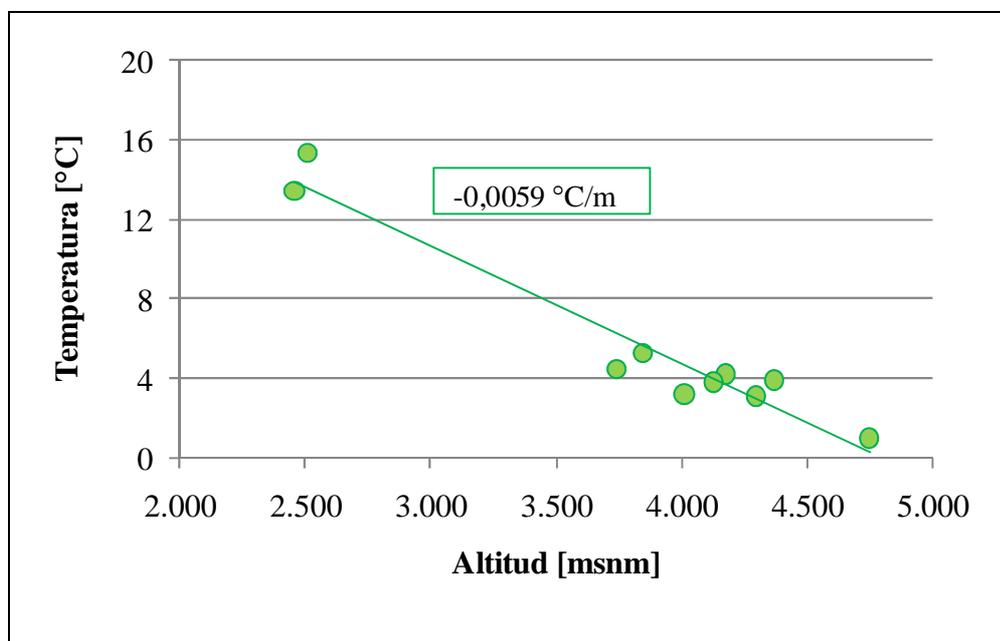


Figura A-4: Gradiente de temperatura con respecto a la altura en las estaciones ubicadas en torno al área de estudio

A.2 Análisis de la evaporación potencial

Para conocer la distribución espacial de la evaporación potencial en torno a la zona de estudio, se utilizaron 14 estaciones meteorológicas de la I Región de Tarapacá, cuya medición se realiza a través de evaporímetros. Para este análisis se utilizaron los registros presentados por DIHA-PUC (2009). En la Tabla A-3 se presentan las estaciones con su altura, el período de registro y la evaporación media diaria potencial utilizada para el análisis, y en la Figura A-5 su ubicación.

Tabla A-3: Estaciones utilizadas para el análisis de la evaporación

N° Estación	Fuente	Altura msnm	Registro		Evap. Media diaria mm
			Desde	Hasta	
1 Collacagua	DGA	4.013	abr-64	may-07	6,3
2 Lagunillas (P.L.)	DGA	4.020	oct-82	may-07	5,9
3 Cerro Colorado	DGA	2.510	abr-93	oct-03	7,5
4 Ujina	DGA	4.300	nov-73	oct-87	5,8
5 Ollagüe	DGA	3.700	oct-75	jul-89	7,5
6 Cebollar	DGA	3.730	oct-75	jul-89	7,8
7 Lequena	DGA	3.320	mar-83	jun-07	7,6
8 Ascotán	DGA	3.970	oct-74	oct-81	7
9 San Pedro de Conchi	DGA	3.217	ago-75	abr-93	10
10 Parshall 2	DGA	3.318	feb-69	jun-07	10,9
11 Ojos San Pedro	DGA	3.800	abr-69	abr-93	6,9
12 Conchi Muro Embalse	DGA	3.000	nov-80	dic-91	8,3
13 Embalse Conchi	DGA	3.010	sep-67	jun-07	9,3
14 Inacaliri	DGA	4.040	ene-69	oct-92	6,4

Para definir la variación espacial de la evaporación potencial, se estimó un gradiente para determinar su comportamiento con respecto a la altura el cual se presenta en la Figura A-6. De acuerdo al gradiente, la evaporación media diaria en el largo plazo, disminuye en 0,19 mm cada 100 m de altura.

Debido a la carencia de información confiable de evaporación a nivel diario y mensual, la evaporación media diaria para un mes en particular en la estación Collacagua, se determinó a partir de la información regional. La Tabla A-4 muestra la distribución promedio de la evaporación diaria a nivel mensual para las estaciones seleccionadas.

Tabla A-4: Evaporación media diaria (mm/d) en las estaciones seleccionadas

N°	Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
1	Collacagua	6,4	6,3	6,2	6,2	4,9	4,2	4,3	5,0	6,3	7,4	8,0	7,8
2	Lagunillas (P.L.)	5,9	5,7	6,0	5,3	4,6	3,4	3,4	4,4	5,6	7,0	7,5	7,1
3	Cerro Colorado	6,8	6,5	6,1	6,5	6,9	6,9	6,8	7,5	8,4	8,7	9,1	8,5
4	Ujina	4,6	3,9	5,1	5,3	5,8	5,6	6,0	5,7	6,0	6,0	6,6	6,1
5	Ollagüe	9,6	8,6	8,3	6,7	5,4	5,8	5,2	6,5	7,4	8,1	9,3	9,7
6	Cebollar	9,7	9,8	8,6	7,7	6,0	4,6	4,7	5,9	7,5	8,8	10,5	10,4
7	Lequena	8,7	8,2	7,8	7,9	6,6	6,0	5,7	6,3	7,2	8,2	8,7	9,3
8	Ascotán	6,6	5,1	5,9	5,9	5,3	4,5	-	-	9,2	7,5	4,4	6,0
9	San Pedro de Conchi	11,4	10,8	10,0	9,3	8,3	7,4	7,6	8,8	10,1	11,5	12,4	12,6
10	Parshall 2	12,6	11,9	11,2	10,4	8,6	7,4	7,4	8,7	10,9	12,5	13,8	14,0
11	Ojos San Pedro	8,0	7,5	7,6	6,5	5,2	4,3	3,9	5,0	6,1	7,1	7,7	8,3
12	Conchi Muro Embalse	9,4	8,7	7,9	7,4	6,9	5,9	6,1	7,3	8,9	9,7	10,2	10,1
13	Embalse Conchi	10,8	10,3	9,3	8,9	7,8	7,0	7,1	8,1	9,7	10,9	12,0	11,7
14	Inacaliri	7,6	6,7	6,8	6,3	5,1	3,7	3,8	4,6	5,9	8,1	9,2	9,1
	Promedio	8,4	7,9	7,6	7,2	6,2	5,5	5,5	6,5	7,8	8,7	9,2	9,3

La evaporación media diaria en la estación Collacagua fue calculada según la siguiente expresión:

$$E_i = \eta_i \cdot E_{Collacagua} \quad (A.2)$$

Donde E_i es la evaporación diaria para el mes i ; η_i , índice de distribución mensual promedio de la evaporación media para el mes i (Evap media mensual [mm/día]/Evap potencial anual [mm/día]) determinado a nivel regional (Tabla A-5); y $E_{Collacagua}$, valor promedio en el largo plazo de la evaporación diaria en la estación Collacagua (Tabla A-4).

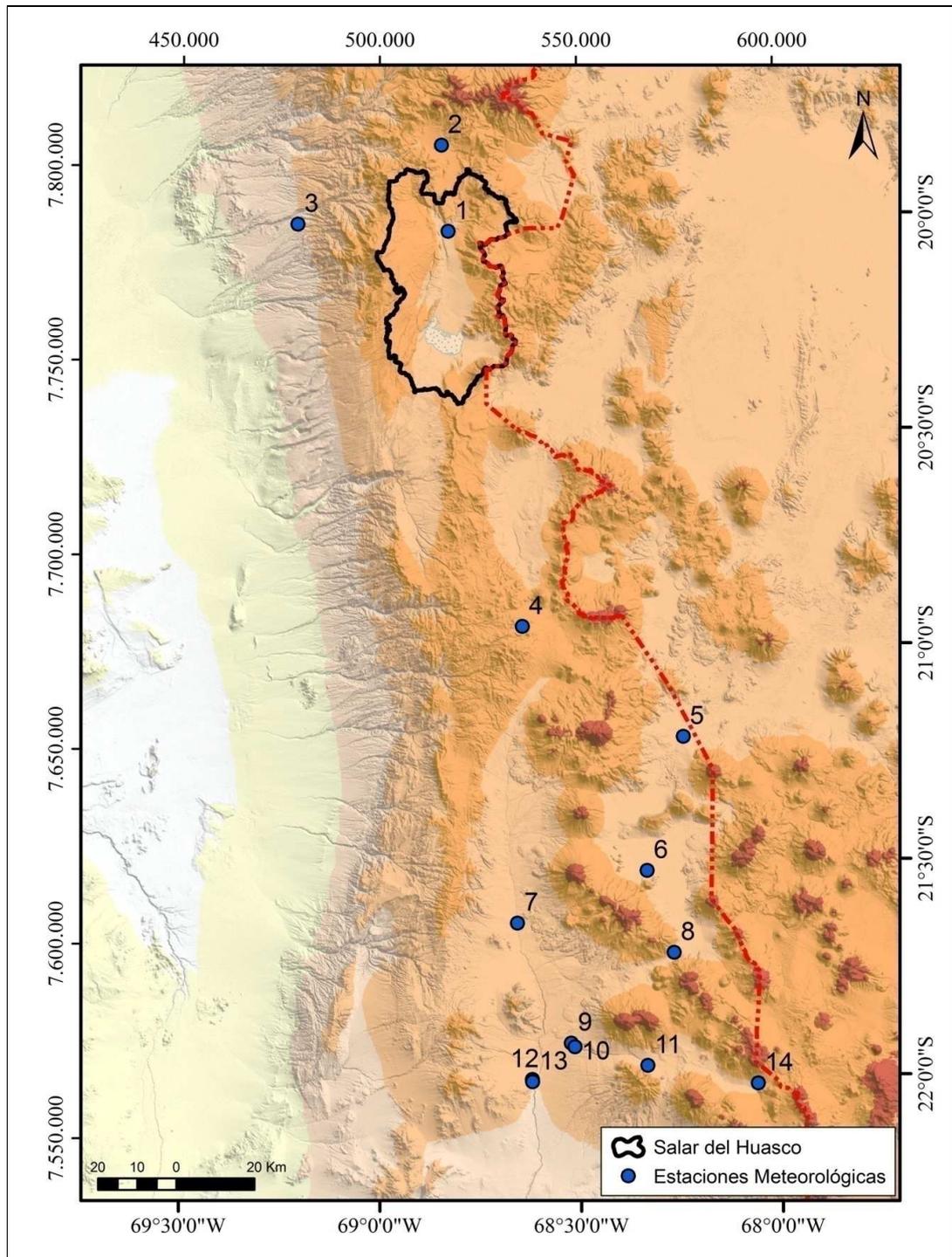


Figura A-5: Ubicaciones de las estaciones meteorológicas utilizadas para el análisis de la evaporación

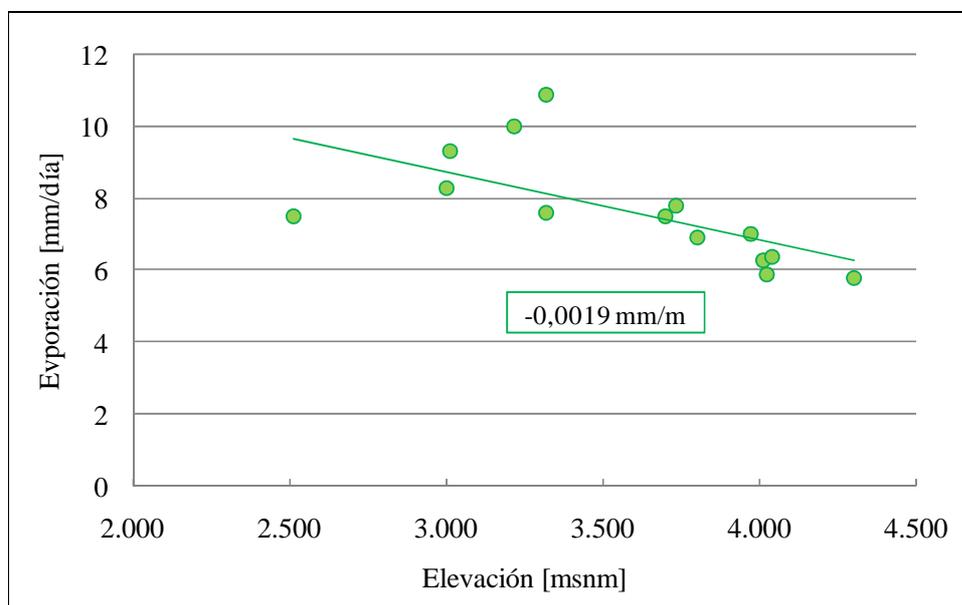


Figura A-6: Gradiente de evaporación con respecto a la altura en las estaciones ubicadas en torno al área de estudio

Tabla A-5: Distribución mensual de la evaporación en función de la media.

N°	Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
1	Collacagua	1,01	0,99	0,99	0,98	0,79	0,67	0,68	0,79	0,99	1,17	1,27	1,23
2	Lagunillas (P.L.)	0,99	0,97	1,01	0,89	0,77	0,58	0,57	0,74	0,94	1,19	1,26	1,20
3	Cerro Colorado	0,90	0,86	0,81	0,87	0,91	0,92	0,91	1,00	1,12	1,16	1,21	1,13
4	Ujina	0,79	0,67	0,88	0,93	1,01	0,97	1,04	0,99	1,03	1,04	1,15	1,06
5	Ollagüe	1,27	1,14	1,11	0,89	0,72	0,77	0,69	0,86	0,98	1,08	1,24	1,28
6	Cebollar	1,23	1,25	1,10	0,98	0,76	0,59	0,59	0,75	0,96	1,13	1,34	1,33
7	Lequena	1,15	1,09	1,03	1,04	0,88	0,79	0,75	0,83	0,95	1,09	1,15	1,23
8	Ascotán	0,95	0,73	0,85	0,85	0,76	0,64	0,00	0,00	1,32	1,07	0,63	0,86
9	San Pedro de Conchi	1,14	1,07	0,99	0,93	0,83	0,74	0,76	0,87	1,01	1,15	1,24	1,26
10	Parshall 2	1,16	1,09	1,03	0,96	0,79	0,68	0,68	0,81	1,01	1,15	1,27	1,28
11	Ojos San Pedro	1,16	1,09	1,10	0,94	0,75	0,62	0,56	0,73	0,88	1,02	1,11	1,21
12	Conchi Muro Embalse	1,13	1,05	0,96	0,89	0,83	0,71	0,73	0,87	1,08	1,16	1,23	1,22
13	Embalse Conchi	1,16	1,11	0,99	0,96	0,84	0,76	0,77	0,87	1,04	1,17	1,29	1,26
14	Inacaliri	1,17	1,05	1,06	0,98	0,78	0,57	0,59	0,72	0,91	1,26	1,43	1,41
	η	1,09	1,03	0,99	0,93	0,81	0,72	0,72	0,84	1,02	1,13	1,21	1,22

ANEXO B: FLUJOS E INTERACCIONES ENTRE ZONAS DE ALMACENAMIENTO

Para calcular los flujos de entrada y salida de cada una de las zonas de almacenamiento (Figura 3-2), el modelo hidrológico utiliza una serie de ecuaciones que en conjunto con los 15 parámetros del modelo, permite determinar el transporte de agua entre las distintas zonas. A continuación se presentan las relaciones y parámetros utilizados por cada zona de almacenamiento.

Zona de intercepción vegetal. Al inicio del día t , el almacenamiento en la zona de intercepción vegetal (IV_t) se encuentra determinado por el volumen almacenado al inicio del día anterior, aumentando por la intercepción producida durante el día previo I_{t-1} y disminuyendo por la evaporación desde la superficie de las hojas Ev_{t-1} ocurrida durante el mismo período.

$$IV_t = IV_{t-1} + I_{t-1} - Ev_{t-1} \quad (\text{B.1})$$

La intercepción de precipitación producida en el día t (I_t), estará dada por el agua precipitada (Pp_t), siempre y cuando ésta supere la capacidad de intercepción ($CIV - IV_t$), es decir:

$$I_t = \min(CIV - IV_t, Pp_t) \quad (\text{B.2})$$

Donde CIV corresponde a la capacidad máxima de almacenamiento por vegetación, y es parámetro del modelo.

La evaporación a partir de la zona de intercepción vegetal (Ev) equivale a toda el agua almacenada por la vegetación ($IV_t + I_t$), siempre y cuando no exceda la evaporación potencial registrada durante el día t (Em_t), es decir:

$$Ev_t = \min(IV_t + I_t, Em_t) \quad (\text{B.3})$$

La precipitación no interceptada (PMD_t) la constituye la fracción de la precipitación que se deposita sobre la superficie y está dada por la siguiente expresión:

$$PMD_t = Pp_t - I_t \quad (\text{B.4})$$

La evaporación remanente (EMD_t) la constituye toda el agua que potencialmente puede ser evaporada en las siguientes etapas del modelo, y está dada por la siguiente expresión:

$$EMD_t = Em_t - Ev_t \quad (B.5)$$

Zona de Detención Superficial. En un día t el almacenamiento superficial (DV_t) se incrementa por la precipitación que no fue interceptada (PMD_t), y disminuye sucesivamente mientras exista disponibilidad para la evaporación superficial (ERS_{t-1}), la infiltración (IS_{t-1}) y el flujo superficial (FS_{t-1}).

$$DV_t = DV_{t-1} + PMD_t - ERS_{t-1} - IS_{t-1} - FS_{t-1} \quad (B.6)$$

La evaporación superficial (ERS_t) está dada por la tasa de evaporación potencial remanente del día (EMD_t), siempre y cuando la zona de almacenamiento superficial disponga de agua para la evaporación.

$$ERS_t = \min(EMD_t, DV_t) \quad (B.7)$$

La capacidad de evaporación que quedará disponible para las primeras capas del suelo (EMS_t), está dada por el remanente de evaporación potencial del día t , (EMD_t), que no se evaporó superficialmente:

$$EMS_t = EMD_t - ERS_t \quad (B.8)$$

La cantidad de agua retenida en la zona de detención superficial (DET_t), que puede infiltrar o escurrir superficialmente, está dada por la relación:

$$DET_t = DV_t - ERS_t \quad (B.9)$$

La tasa de infiltración potencial desde la zona superficial hacia la zona del suelo (KRS_t) es una función de la tasa de infiltración máxima (KDS), parámetro del modelo, y del nivel de humedad de la zona de suelo ($VR_{t-1} + VS_{t-1}$)/($SVR + SVS$):

$$KRS_t = KDS \cdot \left(1 - \frac{VR_{t-1} + VS_{t-1}}{SVR + SVS} \right) \quad (B.10)$$

Donde $VR_{t-1} + VS_{t-1}$ corresponde al agua almacenada en la zona de suelo (zona de raíces y no saturada, respectivamente), y $SVR + SVS$ a la capacidad máxima de almacenamiento en las mismas zonas, ambos parámetros del modelo.

La infiltración hacia la zona de suelo (IS_t) es una fracción α (parámetro del modelo) de la cantidad de agua almacenada en la zona de detención superficial (DET_t). Esta cantidad

se encuentra limitada por la tasa de infiltración potencial para el día t (KRS_t) y está dada por la siguiente expresión:

$$IS_t = \min(KRS_t, \alpha \cdot DET_t) \quad (\text{B.11})$$

El flujo superficial (FS_t) corresponde a la cantidad remanente de agua almacenada en la zona de detención superficial después de la evaporación superficial y la infiltración hacia a la zona de suelo:

$$FS_t = \begin{cases} (1-\alpha) \cdot DET_t & \text{si } IS_t < KRS_t \\ DET_t - KRS_t & \text{si } IS_t = KRS_t \end{cases} \quad (\text{B.12})$$

Para simular la traslación del almacenamiento que controla el escurrimiento superficial a la salida de la unidad de recarga, se utiliza el modelo de embalse lineal que relaciona el almacenamiento en la cuenca (S_t) con el caudal superficial generado el día t (Q_{FS_t}), mediante la siguiente relación:

$$Q_{FS_t} = \frac{1}{KS} \cdot S_t \quad (\text{B.13})$$

Donde KS es la constante de almacenamiento, parámetro del modelo. El almacenamiento superficial de la cuenca (S_t) está dado por la acumulación de los flujos superficiales según la siguiente relación:

$$S_t = S_{t-1} - Q_{FS(t-1)} + FS_t \quad (\text{B.14})$$

Finalmente, para simular los procesos de movimiento del exceso de precipitación desde el origen a la salida de la cuenca (Q_t), se resuelve la ecuación de almacenamiento lineal mediante una curva de recesión que toma la forma del decaimiento exponencial de constante KS :

$$Q_t = \sum_i^t Q_{FS_i} \cdot e^{\frac{i}{KS}} \quad (\text{B.15})$$

Zona de suelo La zona de suelo recibe como flujo de entrada la infiltración desde la superficie (IS_t) y posee como flujos de salida la evaporación producida desde la zona de raíces ($ER_{suelo,t}$) y la percolación hacia la zona de almacenamiento subterráneo (PSA_t).

La cantidad de agua acumulada en la zona de raíces del suelo (VR_t) aumenta por los aportes de la infiltración desde la superficie (IS_t) y disminuye por efectos de la evaporación ($ER_{suelo,t}$), siempre y cuando el agua almacenada no supere la capacidad máxima (SVR):

$$VR_t = \min(SVR, VR_{t-1} + IS_t - ER_{suelo,t}) \quad (B.16)$$

La evaporación real del suelo, se producirá sólo si la temperatura ambiente es mayor que la temperatura umbral (TLE), parámetro del modelo. Si la temperatura es mayor al umbral propuesto, ($ER_{suelo,t}$) estará dado por la capacidad de evaporación disponible después de la zona de detención superficial (EMS_t), siempre y cuando dicha cantidad se encuentre almacenada en la zona de raíces.

$$ER_{suelo,t} = \begin{cases} \min(EMS_t, VR_{t-1}) & \text{si } T_t \geq TLE \\ 0 & \text{si } T_t < TLE \end{cases} \quad (B.17)$$

La capacidad de evaporación disponible, luego de producirse la evaporación en la zona de raíces ($ERVR_t$) está dada por:

$$ERVR_t = EMS_t - ER_{suelo,t} \quad (B.18)$$

La cantidad de agua que se infiltra desde la zona del suelo ocupada por raíces hacia la zona no saturada (ISR_t), está dada por la proporción de la infiltración desde la superficie (IS_t), que no es retenida ni evaporada:

$$ISR_t = IS_t - (VR_t - VR_{t-1}) - ER_{suelo,t} \quad (B.19)$$

La cantidad de agua acumulada en la zona no saturada al final del día t (VS_t) aumenta hasta llegar a su capacidad máxima (SVS), por los aportes de la infiltración desde la superficie (ISR_t) y disminuye por efectos de la percolación a la zona de almacenamiento subterráneo (PSA_t):

$$VS_t = \min(SVS, VS_{t-1} + ISR_t) - PSA_t \quad (B.20)$$

La percolación a la zona de almacenamiento subterráneo (PSA_t) se produce solamente si la temperatura ambiente es mayor que la temperatura umbral (TLK), parámetro del modelo. Si la temperatura es mayor, la percolación a la zona de almacenamiento subterráneo está dada por una capacidad de percolación para el día t ($KSRP_t$), la que

puede ser limitada por la cantidad de agua disponible para la percolación (VS'_t). Así, la percolación (PSA_t) está representada por la siguiente expresión:

$$PSA_t = \begin{cases} CASV & \text{si } T_t \geq TLK \text{ y } CASV \leq \min(KSPR_t, VS'_t) \\ \min(KSPR_t, VS'_t) & \text{si } T_t \geq TLK \text{ y } CASV > \min(KSPR_t, VS'_t) \\ 0 & \text{si } T_t < TLK \end{cases} \quad (B.21)$$

Donde $CASV$ representa el almacenamiento máximo de la zona no saturada, parámetro del modelo y (VS'_t) se expresa como:

$$VS'_t = \min(SVS, VS_{t-1} + ISR_t) \quad (B.22)$$

La capacidad de percolación hacia la zona de almacenamiento subterráneo $KSPR$ es una función de la tasa de percolación máxima KSP (parámetro del modelo), el nivel de humedad de la zona de suelo, $(VR_t + VS'_t)/(SVR + SVS)$, y el nivel de humedad de la zona de almacenamiento subterráneo ($VAS_{t-1}/CASV$):

$$KSPR_t = \begin{cases} KSP \cdot \left(\frac{VR_t + VS'_t + ISR_t}{SVR + SVS} \right) \cdot \left(1 - \frac{VAS_{t-1}}{CASV} \right) & \text{si } T_t > TLK \\ 0 & \text{si } T_t \leq TLK \end{cases} \quad (B.23)$$

Zona de almacenamiento subterráneo. El almacenamiento en la zona subterránea (VAS_t) aumenta con la percolación desde la zona de suelo (PSA_t), hasta llegar a su capacidad máxima $CASV$, disminuyendo con el flujo base (FAS_t) y la percolación profunda hacia el acuífero (IAS_t):

$$VAS_t = VAS'_t - FAS_t - IAS_t \quad (B.24)$$

Donde (VAS'_t) es el almacenamiento en la zona subterránea antes de la percolación profunda y se expresa:

$$VAS'_t = \min(CASV, PSA_t + VAS_{t-1}) \quad (B.25)$$

El flujo base se modela como un embalse lineal, donde el caudal del flujo base (FAS_t) es una función del almacenamiento en el acuífero de esta zona. La ecuación para el caudal de salida del almacenamiento hacia el flujo base es:

$$FAS_t = \frac{1}{HAS} \cdot VAS'_t \quad (B.26)$$

Donde HAS es la constante de almacenamiento definida para el embalse subterráneo, parámetro del modelo.

La percolación profunda (IAS_t) está dada por una recarga potencial para el día t ($KASR_t$), la cual se encuentra limitada por la cantidad de agua disponible en la zona de almacenamiento subterráneo del modelo en el momento de producirse la recarga.

$$IAS_t = \min(KASR_t, VAS'_t - FAS_t) \quad (B.27)$$

La recarga potencial ($KASR_t$) se calcula como una función de la tasa de recarga máxima (KAS), parámetro del modelo, y el nivel de humedad en la zona de almacenamiento subterráneo:

$$KASR_t = KAS \cdot \frac{(VAS'_t - FAS_t)}{CASV} \quad (B.28)$$

El movimiento del flujo base a través de la cuenca se modela con una serie de N embalses lineales, todos con la misma constante de almacenamiento KB (ambos parámetros del modelo), donde el caudal de salida del n -ésimo embalse, ($Q_{N,t}$), se calcula:

$$Q_{N,t} = \sum_i^t FAS_i \cdot \frac{1}{KB \cdot \Gamma(N)} \cdot \left(\frac{i}{KB}\right)^{N-1} \cdot e^{-\frac{i}{KB}} \quad (B.29)$$

En total son 15 los parámetros necesarios para modelar los procesos del ciclo hidrológico, representados por la intercepción superficial, la infiltración, el almacenamiento en el suelo, la percolación y el almacenamiento de agua subterránea.

ANEXO C: ANÁLISIS ISOTÓPICOS EN TORNO AL SALAR DEL HUASCO

A continuación se presenta la composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas por autores anteriores (Fritz et al., 1981; Magaritz et al., 1989 y 1990; Aravena, 1995; Salazar et al., 1998; Aravena et al., 1999; Risacher et al., 1999; GP Consultores ,2003 y 2004; DIHA-PUC, 2009)

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Pozo Chacarilla	Chacarilla	Chacarilla	Pozo	2.315	-69,0	-6,00
Chacarilla at Chacarilla	Chacarilla	Chacarilla	Río	2.050	-84,0	-9,40
Chacarilla close PdeT	Chacarilla	Chacarilla	Río	1.480	-77,0	-7,70
Vertiente Chacarilla	Chacarilla	Chacarilla	Vertiente	2.315	-73,0	-8,20
Vertiente Chituma	Lagunilla	Lagunilla	Vertiente	3.970	-96,0	-12,40
DGA-183 Esmeralda 11	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.097	-70,0	-8,20
DGA-184 Esmeralda 13	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.113	-88,4	-10,53
DGA-186 Esmeralda 16	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.126	-79,0	-9,80
DGA-187 Esmeralda 18	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.101	-93,0	-11,20
DGA-189 Esmeralda 20	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.105	-89,0	-10,20
DGA-197 Esmeralda 28	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.131	-87,0	-10,20
DGA-198 Esmeralda 29	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.139	-91,0	-10,90

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
DGA-200 Esmeralda 31	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.112	-92,0	-11,00
DGA-202 Esmeralda 33	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.114	-88,0	-11,00
DGA-203 Esmeralda 34	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.119	-92,0	-11,00
DGA-204 Esmeralda 35	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.121	-84,0	-10,30
DGA-204 Esmeralda 35	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.121	-81,0	-10,00
Pozo 1 Esmeralda	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.147	-85,0	-10,70
DGA-213 Esmeralda 7	Pampa del Tamarugal	Esmeralda	Pozo	1.087	-58,0	-7,90
DGA-171 La Calera 2	Pampa del Tamarugal	La Calera	Pozo	1.046	-69,0	-6,60
DGA-172 La Calera 1	Pampa del Tamarugal	La Calera	Pozo	1.057	-55,0	-6,30
DGA-170 La Calera 3	Pampa del Tamarugal	La Calera	Pozo	1.300	-52,5	-7,05
DGA-211 La Calera C3	Pampa del Tamarugal	La Calera	Pozo	1.332	-56,0	-7,90
Puquio Nuñez	Pampa del Tamarugal	La Calera	Vertiente		-89,7	-10,92
DGA-317 Matilla 1	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.283	-74,5	-9,23
DGA-302 Matilla 5	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.137	-83,0	-10,30
DGA-226 Cervellino	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.156	-79,4	-7,88
DGA-304 Chintaguay	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.289	-104,8	-13,20
Pozo 1 Sr José Arena	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.235	-109,0	-11,40

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Pozo 3 Sr José Arena	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.228	-113,0	-11,20
Pozo 4 Sr José Arena	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.234	-92,0	-10,50
Pozo 1 Sr Wenceslao	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.195	-91,0	-12,10
Pozo 1 Sra Danisa Igne	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.256	-89,0	-11,60
Pozo 2 Sra Danisa Igne	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.254	-93,0	-12,30
Pozo 2 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.264	-92,0	-11,80
Pozo 3 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.275	-98,0	-12,50
Pozo 4 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.258	-89,0	-11,30
Pozo 5 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.258	-95,0	-12,20
Pozo 6 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.255	-97,0	-12,10
Pozo 7 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.260	-97,0	-11,80
Pozo 9 Sra Natalia Van	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.269	-94,0	-12,10
Pozo 1 Sr Basilia Mam	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.228	-75,0	-9,10
Pozo 2 Sr Wenceslao	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.169	-73,0	-7,60
Pozo Sr Fernando Mira	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.173	-80,0	-9,30
Sondaje Sr Jonas Mam	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.191	-71,0	-8,80
Pozo Jones Mamani	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.183	-89,0	-11,10

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Pozo 2 Sr Thelmo Barmi	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.219	-88,0	-10,90
Sondaje 1 Sr Thelmo B	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.219	-87,0	-11,80
Pozo Gallineron Sr Anton	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.229	-93,0	-11,10
Pozo Sr Rock	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.246	-96,0	-12,10
Pozo Sr Carlos Corvalan	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.244	-93,0	-11,80
Pozo Sr Fermin Alvarez	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.267	-93,0	-11,60
Pozo Sr Jose Ugrinovic	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.257	-95,0	-11,90
Pozo Sr Sergio Mege	Pampa del Tamarugal	Matilla	Pozo	1.245	-98,0	-11,70
Puquio La Calera	Pampa del Tamarugal	Matilla	Vertiente	1.410	-56,8	-7,50
Puquio Comiña	Pampa del Tamarugal	Matilla	Vertiente	1.234	-95,3	-11,77
Socavón en Sauque	Pampa del Tamarugal	Matilla	Vertiente	1.209	-78,0	-11,40
Puquio Jesus María	Pampa del Tamarugal	Matilla	Vertiente	1.310	-99,0	-12,40
Vertiente Chintaguay	Pampa del Tamarugal	Matilla	Vertiente	1.300	-97,0	-12,90
Pozo 2 Sr José Arena	Pampa del Tamarugal	PampaTamarugal	Pozo	1.239	-91,0	-11,90
DGA-315 Pint-Pica	Pampa del Tamarugal	PampaTamarugal	Pozo	1.058	-95,0	-11,80
DGA Concova Corf	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.476	-104,0	-13,40
Sondaje 1 Sr Ricardo L	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.360	-100,5	-12,20

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Sondaje 2 Sr Ricardo L	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.351	-101,0	-13,10
Pozo 1 Sr Roberto Ar	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.516	-100,0	-13,00
Pozo 1 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.342	-92,0	-11,80
Pozo 2 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.338	-98,5	-12,30
Pozo 3 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.336	-97,5	-11,95
Pozo 4 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.323	-94,0	-12,50
Pozo 8 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.330	-94,0	-11,60
Pozo 9 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.318	-96,0	-12,50
Pozo Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.345	-92,0	-12,40
Pozo 101 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.342	-96,0	-12,70
Pozo 103 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.354	-96,0	-12,60
Pozo 104 Sr Italo Gregori	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.343	-97,0	-12,70
Pozo 2 Sr Gian Raseto	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.313	-95,0	-13,10
Pozo 4 Sr Gian Raseto	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.311	-98,0	-13,10
Pozo 5 Sr Gian Raseto	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.305	-99,0	-12,20
Pozo 6 Sr Gian Raseto	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.302	-99,0	-11,80
Pozo 1 Sr Ricardo Lee	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.370	-100,0	-13,05

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Pozo 2 Sr Ricardo Lee	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.372	-97,5	-11,75
Pozo 3 Sr Ricardo Lee	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.356	-97,0	-12,80
Pozo 4 Sr Ricardo Lee	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.373	-97,0	-13,10
Pozo 5 Sr Ricardo Lee	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.377	-97,0	-12,80
Pozo Sr Victor Alvarado	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.471	-79,0	-9,20
Pozo 2 Sr Roberto Arr	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.486	-99,0	-13,20
Pozo 1 Sr Donato Grim	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.288	-101,0	-12,50
Pozo 3 Sr Donato Grim	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.298	-100,0	-12,90
Pozo 4 Sr Donato Grim	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.303	-103,0	-11,90
Pozo 5 Sr Donato Grim	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.294	-99,0	-12,30
Pozo 6 Sr Donato Grim	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.286	-100,0	-13,00
Pozo Luiggu de Greg	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.339	-91,0	-11,15
Pozo Luiggu de Greg	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.339	-93,0	-12,10
Pozo Sra Isidora Quisp	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.306	-92,0	-12,30
Pozo 1 Sr Cesar Rossi	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.297	-89,0	-12,60
Pozo 1 Sr Cesar Rossi	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.298	-92,0	-12,40
Pozo NR-13405	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.337	-97,0	-12,50

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Pica DOS	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo		-103,0	-12,60
DGA-223 Concova Corf	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.500	-101,0	-13,00
Pozo Sr Angel Medina	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.417	-98,0	-13,20
Pozo Sr Hipolito Flores	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.324	-98,0	-12,00
Pozo Sra Filomena	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.368	-74,0	-12,60
Pozo Sra Gloria de Luc	Pampa del Tamarugal	Pica	Pozo	1.286	-91,0	-11,70
Puquio Concova	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.437	-104,5	-13,06
Puquio Miraflores	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.420	-105,1	-13,03
Puquio Resbaladero	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.369	-102,6	-13,16
Puquio Las Ánimas	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.357	-101,0	-13,10
Vertiente Santa Rosa	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.250	-74,0	-9,20
Vertiente Santa Rosa	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.250	-72,0	-10,00
Vertiente Quinta Bellavista	Pampa del Tamarugal	Pica	Vertiente	1.370	-97,0	-12,50
Vertiente MR-1-3577	Pampa del Tamarugal	Puquio Nuñez	Vertiente	1.258	-89,0	-11,00
Pp Collacagua (verano 1984)	Salar del Huasco	Collacagua	Precipitación	3.990	-134,0	-18,50
Pp Collacagua (verano 1986)	Salar del Huasco	Collacagua	Precipitación	3.990	-69,0	-10,20
Pp Collacagua (verano 1973)	Salar del Huasco	Collacagua	Precipitación	3.915	-89,0	-12,91

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Pp Collacagua (verano 1974)	Salar del Huasco	Collacagua	Precipitación	3.915	-111,0	-15,30
Pp Collacagua (verano 1975)	Salar del Huasco	Collacagua	Precipitación	3.915	-122,0	-17,10
Río Piga en Collacagua	Salar del Huasco	Collacagua	Río		-103,0	-13,20
Río	Salar del Huasco	Collacagua	Río	3.936	-103,1	-12,78
Río	Salar del Huasco	Collacagua	Río	3.932	-94,8	-12,01
Río Collacagua antes junta R. Piga	Salar del Huasco	Pampa Batea	Río	3.928	-94,0	-12,30
Río Collacagua en Collacagua	Salar del Huasco	Pampa Batea	Río	3.900	-102,0	-13,00
Río Collacagua en Cruce	Salar del Huasco	Pampa Batea	Río		-94,0	-11,40
Río Batea en Confluencia	Salar del Huasco	Pampa Batea	Río	3.939	-97,0	-12,50
Manantial	Salar del Huasco	Pampa Batea	Vertiente	3.942	-99,6	-13,15
P-11	Salar del Huasco	Pampa Huasco	Puntera	3.786	-91,3	-11,01
P-12	Salar del Huasco	Pampa Huasco	Puntera	3.786	-94,9	-11,80
P-14	Salar del Huasco	Pampa Huasco	Puntera	3.788	-88,3	-10,05
Pozo Jica JG	Salar del Huasco	Pampa Peña Blanca	Pozo	3.850	-100,0	-12,75
Río Collacagua en Rayadi	Salar del Huasco	Pampa Peña Blanca	Río		-95,0	-11,60
Río Piga en cruce camino	Salar del Huasco	Pampa Piga	Río	4.196	-106,0	-13,60
Piga en Ojos Vertiente	Salar del Huasco	Pampa Piga	Vertiente	4.196	-108,0	-13,80

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Río	Salar del Huasco	Pampa Porquesa	Río	4.198	-101,3	-13,64
Manantial	Salar del Huasco	Pampa Porquesa	Vertiente	4.261	-101,7	-14,04
Pozo P7 (profundidad pozo 90 m)	Salar del Huasco	Pampa Rinconada	Pozo	3.830	-99,7	-13,28
Río Rinconada	Salar del Huasco	Pampa Rinconada	Río		-107,0	-14,00
Rinconada (aguas abajo)	Salar del Huasco	Pampa Rinconada	Río	4.127	-99,0	-13,40
Pozo P1 (profundidad pozo 30,94 m)	Salar del Huasco	Pampa Sillillica	Pozo	3.874	-95,1	-12,08
Pozo E4 (profundidad pozo 102 m)	Salar del Huasco	Pampa Sillillica	Pozo	3.839	-104,4	-13,88
Manantial corriente Sililica Alto	Salar del Huasco	Pampa Sillillica	Vertiente	4.400	-100,0	-13,79
Pozo E16 (profundidad pozo 79,71 m)	Salar del Huasco	Pampa Sillillica Norte	Pozo	3.817	-101,9	-13,06
Pozo E12 (profundidad pozo 30,69 m)	Salar del Huasco	Pampa Sillillica Norte	Pozo	3.805	-92,5	-10,86
Pozo E11 (profundidad pozo 80,64 m)	Salar del Huasco	Pampa Sillillica Norte	Pozo	3.805	-95,4	-12,39
Pozo P11 (profundidad pozo 30,95 m)	Salar del Huasco	Pampa Sillillica Norte	Pozo	3.822	-103,5	-13,54
Río	Salar del Huasco	Rinconada	Río	3.977	-98,8	-13,43
Río Batea	Salar del Huasco	Río Batea	Vertiente	3.950	-101,0	-12,90
LAG	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-79,9	-8,43
P-C	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-40,3	-0,90
B	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-14,9	3,60

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
D	Salar del Huasco	Salar	Laguna		8,2	7,83
E	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-6,4	5,44
F	Salar del Huasco	Salar	Laguna		14,7	9,64
G	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-9,0	5,51
I	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-8,8	5,84
J	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-43,8	-0,14
K	Salar del Huasco	Salar	Laguna		-57,0	-4,62
Pozo al SE Laguna	Salar del Huasco	Salar	Pozo	3.834	-99,0	-12,90
Pp Huasco (verano 1974)	Salar del Huasco	Salar	Precipitación	3.800	-128,5	-17,20
P24	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-95,4	-11,74
P25	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.780	-95,3	-11,72
P27	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-94,3	-11,54
P29	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-94,7	-11,71
P30	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-94,6	-11,70
P34	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.780	-95,8	-11,48
P36	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.780	-95,4	-11,72
P37	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-97,8	-12,41

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
P38	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.782	-99,8	-12,80
P39	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.784	-100,1	-12,95
P40	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.784	-99,8	-12,95
P-1	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.788	-93,6	-11,70
P-2	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.788	-96,7	-12,08
P-3	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.782	-97,6	-12,20
P-4	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.780	-98,3	-12,56
P-6	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.783	-100,4	-12,89
P-8	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.782	-102,3	-13,25
P-17	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.780	-93,4	-11,43
P-18	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-99,4	-12,96
P20	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.780	-96,8	-12,14
P21	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-95,6	-11,67
P21A	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-95,1	-11,68
P22	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-95,0	-11,70
P23	Salar del Huasco	Salar	Puntera	3.781	-95,3	-11,76
Manantial corriente Huascolipe	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.785	-100,0	-12,74

Tabla C-1: Composición isotópica de las aguas utilizadas durante esta investigación, registradas en trabajos anteriores

Nombre	Cuenca	Ubicación	Tipo de muestra	Altura [msnm]	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
Vertiente Huasco Lipéz	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.755	-101,3	-12,97
Manantial corriente Ermitaño 1	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.782	-100,0	-12,07
Potrero Vertiente	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.770	-98,7	-11,90
Vertiente al NE Vert. Huasco Lipéz	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.762	-100,0	-12,90
Vertiente Hermitaño	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.757	-83,0	-12,50
Manantial	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.804	-97,6	-12,04
Manantial	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.793	-97,5	-12,20
Manantial	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.795	-99,0	-12,27
Manantial	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	9.798	-87,9	-9,72
AFLOR. SALAR HUASCO	Salar del Huasco	Salar	Vertiente		-86,5	-11,22
A	Salar del Huasco	Salar	Vertiente	3.780	-97,0	-12,14
C	Salar del Huasco	Salar	Vertiente		-97,6	-12,29
VHL-1	Salar del Huasco	Salar	Vertiente		-98,6	-12,95
VHL-2	Salar del Huasco	Salar	Vertiente		-55,2	-2,94
Cono Vertiente	Salar del Huasco	Sillillica Alto	Vertiente	4.220	-106,5	-14,00
Manantial	Salar del Huasco	Sillillica Alto	Vertiente	4.402	-107,9	-14,38
Río Collacagua en término	Salar del Huasco	Sillillica Norte	Río	3.897	-98,0	-8,70

ANEXO D: COLECTORES DE PRECIPITACIÓN PARA EL ANÁLISIS ISOTÓPICO

Para la caracterización isotópica de la cuenca Salar del Huasco se construyeron tres colectores de precipitación de acuerdo a las recomendaciones de Weaver y Talma (2005).

Cada colector tiene una capacidad de 10 litros lo que equivale a 150 mm de precipitación. En la Figura D-1 se presenta un esquema y fotografía de los colectores.

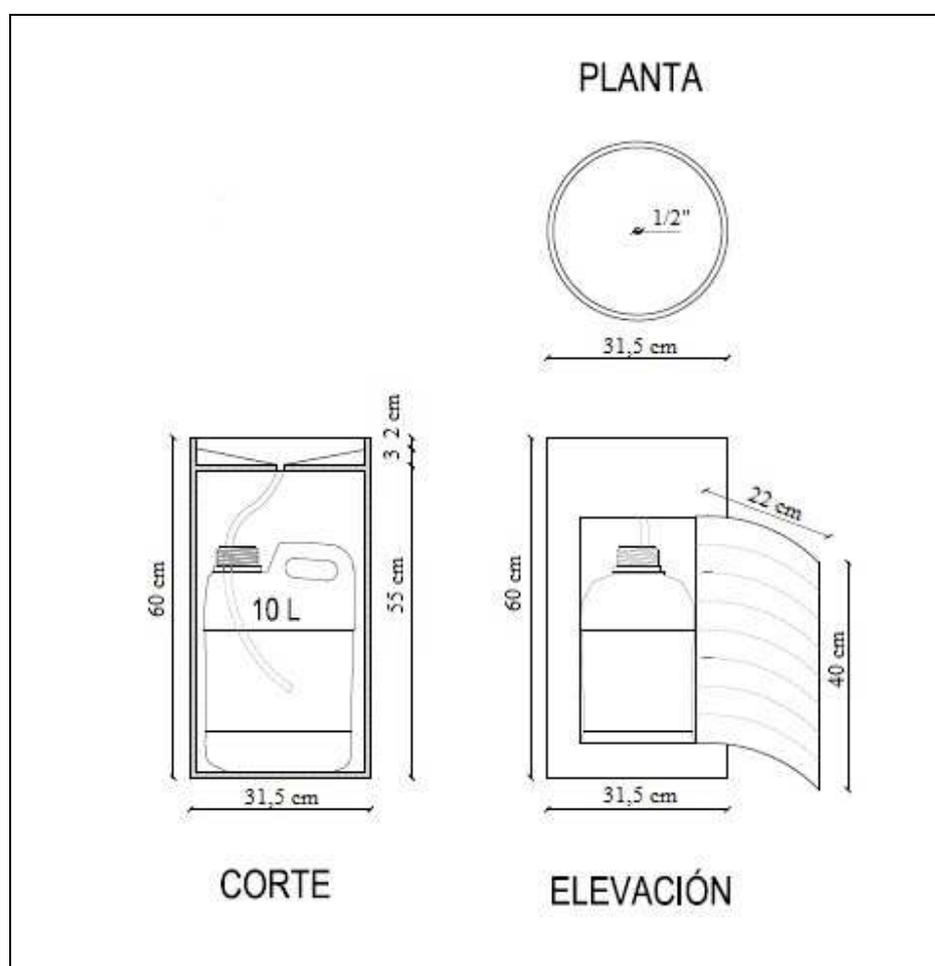


Figura D-1: Esquema de los colectores de precipitación para análisis isotópico

Por la ubicación de la zona de estudio, es difícil muestrear las tormentas una vez que han ocurrido. Por esto se decidió muestrear las aguas recolectadas dos veces por año, marzo y octubre. De esta manera se analizan por separada las precipitaciones caídas en la temporada de verano (noviembre a marzo) y las de invierno.

Como la evaporación altera la composición isotópica original de las aguas, se aplicó una capa de vaselina líquida, 300 cc aproximadamente, que evita la evaporación de las aguas por el tiempo que se mantienen acumuladas.

Se instalaron tres colectores a distintas alturas para estudiar la evolución isotópica de las precipitaciones: Altos del Huasco (3.874 msnm), Sillillica (4.270 msnm) y Diablo Marca (3.874 msnm). La ubicación de cada una se presenta en la Figura D-2 y en la Figura D-3, la instalación de ellas en terreno. Cada colector se ubicó junto a unas estaciones meteorológicas de la DGA instaladas durante el proyecto “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. Informe Final Parte VIII, Sistema Piloto I Región: Salar del Huasco” (DIHA-PUC, 2009), con el objeto de medir con precisión la cantidad de agua caída por temporada. Estas estaciones fallaron en marzo de 2010, por lo que la cantidad de precipitación se midió desde el colector directamente.

Las muestras de las precipitaciones se realizaron en tres campañas de terreno: octubre de 2010, marzo de 2011 y noviembre de 2011. Durante el período de mayo a octubre de 2010 no se registraron precipitaciones en la estación Collacagua por lo que se asume que las muestras analizadas en la primera campaña, corresponde a la composición isotópica de las precipitaciones correspondientes a la temporada de verano 2009-2010.

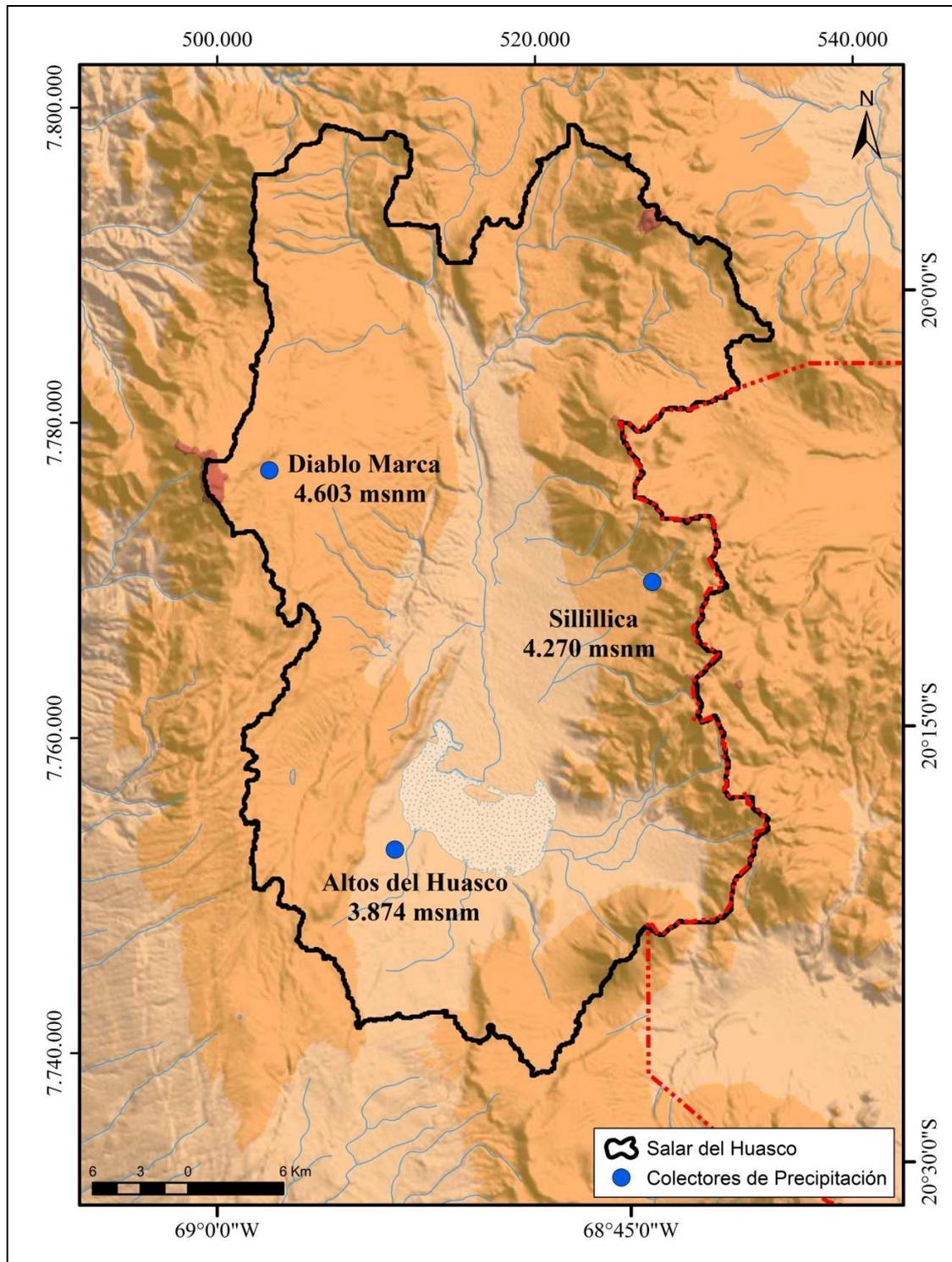


Figura D-2: Ubicación de los colectores para el análisis isotópico de las precipitaciones



Figura D-3: Colectores de precipitación instalados en terreno