



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE

ESCUELA DE INGENIERÍA

**EVAPORACIÓN DESDE NAPAS FREÁTICAS
SOMERAS EN CUENCAS ENDORREICAS DEL
ALTIPLANO CHILENO**

JUAN EDUARDO JOHNSON VIDAL

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

Profesor Supervisor:

JOSÉ FRANCISCO MUÑOZ P.

Santiago de Chile, (Agosto, 2009)

A mi familia, Jacqueline y amigos.

AGRADECIMIENTOS

Quiero dar las gracias de manera muy especial a mi familia y a Jacqueline por su eterna paciencia, aliento e inspiración, por el tiempo cedido, por su comprensión y por todo el apoyo brindado durante los últimos 9 años.

A mi profesor supervisor José Francisco Muñoz, por su desinteresada ayuda, por su labor motivacional y por los conocimientos y enseñanzas transmitidas durante el desarrollo de la investigación.

Por sus comentarios, revisiones y aportes agradezco a los miembros de la comisión, Pedro Rivera, José Luis Almazan y en especial a Cristian Ortiz por su colaboración en las primeras etapas del proyecto y por todos los comentarios que ayudaron a mejorar este estudio.

A mis compañeros y amigos de Magíster, en especial Andrés T., Coca P. y Maca Z., por los momentos que pasamos juntos, por sus consejos y ayuda en los períodos difíciles y por aquellas alegres tardes de discusión. A José Y. por su disposición, voluntad e incondicional apoyo, por hacer agradables los momentos más áridos de la tesis.

A mis colaboradores en terreno Don Pedro, Sebastián y Tomás por la paciencia y el apoyo prestado y a todos los que me ayudaron en la etapa experimental.

A la Dirección General de Aguas, Servicio Agrícola y Ganadero, Carabineros de Chile y Codelco, por el apoyo logístico brindado durante las arduas campañas de terreno, a Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi y a Geoaguas Consultores por toda la información facilitada. A la Sociedad Canal del Maipo por la Beca Arturo Cousiño Lyon que recibí el año 2007 y a DICTUC S.A. mi acogedora casa durante los últimos meses.

A la Pontificia Universidad Católica y en particular a la escuela de Ingeniería por promover una formación de excelencia y por todas las herramientas que me entregaron durante mis años de formación.

RESUMEN

El ciclo hidrológico en climas áridos se encuentra dominado por la evaporación. De esta forma, el conocimiento de las tasas de evaporación desde napas freáticas someras es esencial para mejorar la precisión de los balances hídricos, en particular en cuencas endorreicas, donde uno de los principales procesos de descarga es la evaporación desde los suelos.

En esta investigación se busca caracterizar las descargas por evaporación desde napas someras en cuencas endorreicas del altiplano chileno, utilizando la metodología del domo. Se realizaron estimaciones de evaporación en 49 puntos pertenecientes a 6 cuencas altiplánicas, obteniéndose tasas diarias entre 0,1mm y 1,6 mm, abarcando napas ubicadas desde los 0,09 m hasta los 3,3 m de profundidad, sobre suelos de variadas características y composición. Los flujos estimados presentaron una alta relación con la profundidad del nivel del agua subterránea y textura del suelo, obteniéndose las mayores tasas en napas someras y suelos de granulometría gruesa.

Las estimaciones en terreno se compararon con las obtenidas con metodologías alternativas en la zona, como lisímetros y tasas de Bowen. Adicionalmente se evaluó el desempeño del domo bajo condiciones controladas en laboratorio. En promedio, las mediciones realizadas con el domo resultaron menores que las reportadas con lisímetros y mayores que las obtenidas mediante tasas de Bowen

Mediante ajustes del tipo exponencial-potencial, se construyeron curvas de evaporación en función de la profundidad de saturación representativas para la zona de estudio, proponiéndose ajustes a nivel regional y rangos factibles para todas las cuencas endorreicas del norte de Chile. Utilizando estos ajustes se determinaron las descargas por evaporación en las cuencas de los salares del Huasco y Pedernales. Los caudales obtenidos usando la curva promedio fueron de 700 y 550 L/s, respectivamente.

Palabras Claves: Evaporación, napas freáticas, domo, cuencas endorreicas.

ABSTRACT

The hydrologic cycle in arid and semi-arid climates is highly controlled by evaporation. The right quantification of this process is essential for improving the accuracy of the water balance estimation, especially in closed basin, where discharge is mainly produced by soil evaporation.

The objective of this paper is to characterize evaporation rates from shallow groundwater using the chamber approach in six closed basins of northern Chile. Measurements were made at 49 locations in which water table depths ranged from 0.09 m to 3.3 m. Estimated daily evaporation rates appeared to be strongly related to groundwater depth and soil texture. Particularly, highest rates were recorded in areas with high groundwater table and coarse-grained soils.

Field estimates were compared with alternative methodologies applied in the same areas, like lysimeters and Bowen ratios. Additionally, laboratory measurements under controlled conditions were made. Generally evaporation rate estimates by chambers were lower than lysimeters measurements and greater than Bowen ratio approach.

Evaporation curves were built by fitting exponential and power relationships as function of its groundwater depths that we propose to use in the study area. Regional curves and average ranges for Chilean Altiplano were proposed. Applications of these curves for the Salar del Huasco and Pedernales basins produced estimated evaporation flows of 700 and 550 $L \cdot s^{-1}$, respectively, using the average curve.

Keywords: Evaporation, shallow groundwater, chamber, closed basins.

1. INTRODUCCIÓN

La evaporación desde las aguas subterráneas (*EV*) es uno de los componentes más importantes del ciclo hidrológico en sistemas acuíferos con presencia de napas someras (Shah et al., 2007). Esta situación es aún más evidente en climas áridos y semi-áridos, ya que la evaporación puede incluso consumir la totalidad de los recursos que ingresan en forma de precipitación (Kurc & Small, 2004). Al analizar sistemas no perturbados en el largo plazo, se puede aplicar el principio de conservación de masa, que exige que las descargas (*D*) y las recargas (*R*) sean igualadas (Bredehoeft, 2007), lo que en el caso de cuencas endorreicas, donde la evaporación constituye la principal y a veces la única fuente de descarga puede traducirse en que *EV* y *R* posean la misma magnitud. Por tal motivo, es recomendable disponer de estimaciones confiables de la evaporación que permitan disminuir una de las principales incertidumbres que poseen los modelos de balance hídrico en este tipo de cuencas, lo que sin duda ayudará a cuantificar la recarga que ingresa a los sistemas subterráneos y por consiguiente los recursos hídricos renovables, susceptibles de ser aprovechados.

Durante las últimas décadas, se han desarrollado diversas metodologías de campo que permiten medir y estimar la evaporación desde napas freáticas, tanto en forma puntual como sobre vastas superficies. Los lisímetros han sido considerados históricamente como una herramienta adecuada y confiable para su determinación (Ritchie & Burnett, 1968; Aboukhaled et al., 1982; Rana & Katerji, 2000), sin embargo esta aproximación implica la alteración de los suelos y la generación de condiciones de borde que pueden distorsionar los resultados obtenidos. La metodología de la tasa de Bowen (Bowen, 1926), fundamentada en el balance de energía sobre un elemento de volumen con base en la superficie del suelo, ha sido implementada por diversos autores (Dugas et al., 1991; Rosenberg, 1974). Si bien este método puede ser aplicado en forma eficiente bajo disímiles condiciones, exige la realización de supuestos y simplificaciones teóricas, además de forzar el cierre de la ecuación de balance de energía. Tyler et al. (1997), Brotzge & Crawford, (2003), y Assouline et al., (2008) han realizado mediciones de evaporación en diversas zonas utilizando la técnica de las correlaciones de Eddy, la cual establece que asumiendo condiciones de flujo ideales, el flujo de calor latente (o evaporación) puede ser medido en forma directa correlacionando las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento con las variaciones en la densidad de vapor de agua y temperatura. La implementación de esta metodología por lo general involucra elevados costos de inversión y mantención. Una alternativa a las mediciones realizadas directamente en terreno se presenta a través del análisis de imágenes satelitales o sistemas de percepción remota. Estos métodos se basan en la interpretación de señales reflejadas en la superficie atmosférica y terrestre para estimar valores de evaporación a escala regional. Kite & Droogers (2000) han realizado comparaciones de diferentes métodos de análisis de imágenes remotas. Una de las principales desventajas de esta metodología es la necesidad de contar con información de campo, para calibrar e interpretar correctamente la información

obtenida en forma remota. Además, estos sistemas suelen representar un elevado costo (Rana & Katerji, 2000; Stannard, 1988) y en muchos casos no permiten medir en forma precisa flujos de evaporación de baja magnitud, ni realizar estimaciones diarias con facilidad (Tyler et al., 1997; Kampf et al., 2005).

La metodología de las cámaras transportables o método del domo (Reicosky & Peters, 1977; Stannard, 1988) se presenta como una alternativa económica, confiable y de fácil implementación, que permite realizar mediciones puntuales e instantáneas de la evaporación utilizando una cámara semiesférica de acrílico. Esta cámara permite medir en forma directa los flujos de gas entre la superficie del terreno y la atmósfera (Stannard & Weltz, 2006). La metodología del domo ha sido estudiada por distintos autores con el fin de determinar la evaporación desde suelos desnudos en presencia de napas someras o la evapotranspiración a partir de suelos con vegetación (Sanford & Wood, 2001; Stannard & Weltz, 2006), pero aún no se ha debatido sobre su aplicabilidad en zonas áridas ubicadas a grandes alturas y en presencia de salares.

Este trabajo forma parte de un estudio más amplio que el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Ambiental de la UC está realizando para la Dirección General de Aguas (DGA), denominado "Levantamiento Hidrogeológico para el Desarrollo de Nuevas Fuentes de Agua en Áreas Prioritarias de la Zona Norte de Chile, XV, I, II y III Regiones" (PUC-DGA, 2009). Debido al creciente desarrollo de la actividad minera en la zona de estudio y a la carencia de flujos superficiales, la demanda de recursos hídricos subterráneos proyectada para los próximos 20 años aumentará significativamente. Adicionalmente, la valoración medioambiental de los ecosistemas del altiplano chileno se ha transformado en un elemento de decisión fundamental para la autorización del ejercicio de derechos de aprovechamiento, lo que se traduce en mayores requerimientos en la cuantificación de los procesos físicos que ocurren. Del mismo modo existe la necesidad de generar metodologías confiables que permitan cuantificar la evaporación de manera económica y precisa, generando consensos entre los usuarios y los organismos públicos que administran el recurso.

La información disponible sobre evaporación desde las aguas subterráneas existentes en los salares de la zona altiplánica chilena se encuentra lejos de satisfacer las necesidades actuales del país, existiendo escasos estudios y trabajos sobre el tema. En la actualidad sólo se cuenta con algunas estimaciones aisladas, correspondiendo la mayor parte de ellas a trabajos realizados con lisímetros. Hydrotechnica (1988) y Kampf (2005) efectuaron mediciones en el salar de Atacama utilizando los métodos de Bowen y Eddy respectivamente. Adicionalmente, Hydrotechnica (1988) y Mardones (1986) efectuaron mediciones en diversas zonas del salar de Atacama a través de la implementación de lisímetros. Geoaguas Consultores (2007) instaló y operó tres lisímetros de carga variable en la cuenca laguna Tuyajto. Durante el mismo período de tiempo, la empresa GP Consultores (Collahuasi- GP Consultores, 2008), realizó experiencias con 12 lisímetros de carga constante en la cuenca del salar del Huasco. Finalmente, en la cuenca del salar de Aguas Calientes 2, Ugarte (2007) midió evaporación desde napas freáticas con 6 lisímetros.

En este contexto, el objetivo principal de la presente investigación es contribuir al entendimiento y caracterización de las descargas por evaporación producidas desde napas freáticas someras en cuencas endorreicas del norte de Chile. Esta nueva información aporta al conocimiento actual de los sistemas, traduciéndose en mayores antecedentes para los modelos de balance y simulación hidrogeológica, así como a la obtención de flujos de descarga a nivel de cuenca y por lo tanto a la aproximación indirecta de los caudales de recarga en el largo plazo. Para lograr este objetivo se efectuaron las siguientes actividades:

Determinación de tasas de evaporación desde lagos y lagunas. Se realizaron mediciones de evaporación superficial en las seis cuencas estudiadas. Se construyeron curvas de evaporación media diaria en función de la altura (metros sobre nivel del mar) para las regiones I, II y III.

Determinación de tasas de evaporación desde napas freáticas. Se obtuvo estimaciones de evaporación desde aguas subterráneas someras en más de 45 puntos agrupados en 12 zonas representativas del altiplano. La metodología empleada para determinar los flujos de evaporación desde napas freáticas fue la propuesta por el Servicio Geológico de Estados Unidos (Stannard, 1988), denominada metodología del domo. Esta herramienta permite medir las descargas desde el acuífero de forma directa. Los suelos donde se midió evaporación fueron clasificados de acuerdo a su composición textural, lo que permitió relacionar la composición del suelo con las tasas de evaporación registradas en terreno.

Evaluación de la metodología del domo. Se compararon los resultados obtenidos mediante la metodología del domo con otros mecanismos de medición implementados en la zona. Las técnicas de estimación que se utilizaron como medio de comparación son los lisímetros y microlisímetros, instrumentos que han sido previamente implementados en tres de las seis cuencas estudiadas. Adicionalmente se evaluó en laboratorio el funcionamiento del domo ante condiciones de evaporación nula.

Curvas de evaporación en función de la profundidad del nivel freático o profundidad de saturación. Se estudió el ajuste de diferentes tipos de curvas reportadas en la literatura, que representan el fenómeno tanto en las primeras capas del suelo como en la zona cercana a la profundidad de extinción (profundidad del nivel de la napa donde la evaporación es nula). Los ajustes fueron realizados a escala regional.

Rangos de evaporación. Utilizando toda la información disponible, se determinaron curvas de evaporación promedio, inferior y superior, estableciendo rangos de evaporación desde napas someras, para distintas profundidades del nivel freático, representativas de cuencas endorreicas de altura.

Descargas por evaporación. Las curvas propuestas fueron aplicadas para estimar los flujos de descarga por evaporación en las cuencas endorreicas del salar del Huasco y salar de Pedernales, ubicadas en la I y III Región de Chile respectivamente.

2. ZONA DE ESTUDIO

El altiplano o puna es una región de América del Sur que comprende el norte de Chile, el centro y sur del Perú, la parte occidental de Bolivia y el noroeste de Argentina. En ella se ubican cuencas básicamente sedimentarias formadas en su mayoría sobre los 3.500 msnm, debido al tectonismo y la actividad volcánica existente. Como producto de la morfología de la zona (cuencas endorreicas) y de un clima de bastante aridez, se han formado numerosas lagunas y salares. Las cuencas endorreicas pertenecientes al altiplano chileno se sitúan en la zona nor-oriental del país, al interior del cordón montañoso de los Andes y abarca parte de las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama, con elevaciones sobre el nivel del mar sobre los 4.000 msnm aproximadamente.

Debido a las condiciones geográficas del altiplano, existen algunas características climáticas que lo diferencian del resto del país. La presión atmosférica a dicha altura es aproximadamente un 40% inferior al valor observado a nivel del mar (1.010 hPa, 20°C). De la misma manera, la densidad del aire experimenta una disminución del 35% con respecto a los niveles medios registrados a nivel del mar, los que alcanzan un valor de $1,2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Aceituno, 1993). Por su parte, la

temperatura posee una gran influencia en el comportamiento del ciclo hidrológico en las cuencas altiplánicas, ya que se registran valores inferiores a los 0°C durante varios meses del año, llegando a temperaturas que sobrepasan los -20°C, produciendo el congelamiento de las aguas superficiales tanto en lagunas y ríos como en las aguas subterráneas más someras. Las masas de aire que llegan a la zona altiplánica tienen por lo general un bajo contenido de humedad, debido a su origen en climas elevados y al ambiente frío predominante, lo que se traduce en una baja capacidad de retención de vapor de agua. La humedad es considerablemente menor durante el invierno, aumentando en los meses de verano en concordancia con el fenómeno del invierno altiplánico (DICTUC, 2005). Las condiciones climáticas extremas sólo permiten que subsista una vegetación especializada, con pocos requerimientos hídricos y capaces de soportar amplias oscilaciones térmicas. Los bofedales, vegetación de estepa o esteparia, conforman sistemas adaptados a estas condiciones, que minimizan la transpiración debido a la reducida superficie de sus hojas las que en algunos casos han evolucionado transformándose en espinas.

Las precipitaciones dentro de las cuencas altiplánicas presentan variaciones espaciales de carácter orográfico y latitudinal, de esta forma las lluvias se manifiestan con mayor intensidad en las zonas altas que en las mesetas y disminuyen su magnitud en sentido norte-sur. Respecto a la variación estacional, las precipitaciones se concentran en el período estival (noviembre a marzo), registrándose entre el 90% y el 95% del total anual (Salazar, 1997). Este fenómeno desaparece más al sur, teniendo una mínima influencia en la Región de Atacama. La precipitación en el altiplano posee además un marcado ciclo diario manifestándose

generalmente durante horas de la tarde en forma de intensos chubascos de corta duración.

La Figura 2-1 muestra un mapa de ubicación general de la zona de estudio. Puede observarse, que la franja altiplánica se presenta en forma continua desde el extremo norte de la Región de Arica y Parinacota, hasta la zona central de la Región de Atacama, presentando dos interrupciones, ambas situadas en la II Región. La discontinuidad más austral corresponde a subcuencas que vierten sus aguas en la cuenca endorreica del salar de Atacama, mientras que la ubicada en el sector norte forma parte de la cuenca del río Loa. Cabe señalar además la existencia de un gran número de hoyas hidrológicas que poseen parte de su superficie en territorio extranjero, compartiéndose recursos con Perú, Bolivia y Argentina. Algunos de estos casos son las cuencas de Uchusuma-Caquena, con territorio perteneciente a las repúblicas de Chile, Perú y Bolivia, y salar de Jama, cuenca que posee parte de su superficie en Argentina.

En esta sección se presenta una breve descripción de las principales características geográficas, climáticas, hidrológicas e hidrogeológicas de las seis cuencas estudiadas separadas por región.

Figura 2-1: Ubicación general zona de estudio.

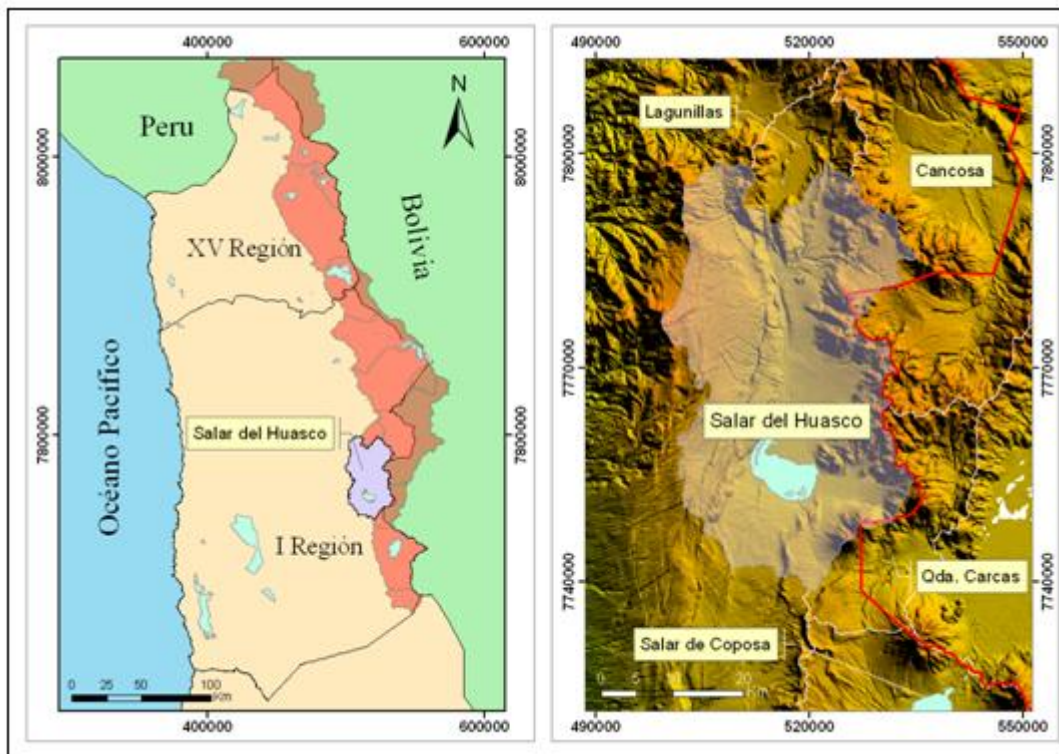


2.1. I Región de Tarapacá

La Región de Tarapacá se encuentra ubicada entre las regiones de Arica y Parinacota (XV) y Antofagasta (II). Posee una superficie aproximada de 37.000 km² y su capital es la ciudad de Iquique. La Cordillera de los Andes en la zona presenta alturas máximas que sobrepasan los 6.000 msnm, albergando un total de 10 cuencas endorreicas. Considerando las cuencas con desarrollo exclusivo en territorio nacional, la de mayor tamaño corresponde a la hoya salar del Huasco seguida del salar de Coposa, con áreas de 1.470 km² y 1.120 km² respectivamente.

Debido a su vulnerabilidad ambiental y a los intereses hídricos existentes en la zona, la cuenca endorreica escogida para realizar estudios de terreno que permitan caracterizar los procesos evaporativos subterráneos en esta Región, fue la denominada cuenca del salar del Huasco (Figura 2-2).

Figura 2-2: Ubicación general cuencas estudiadas en la I Región.



2.1.1. Salar del Huasco

La cuenca del salar de Huasco (Figura 2-3) se ubica en la comuna de Pica, provincia de Iquique y está delimitada por las cuencas de Lagunilla y Quebrada Carcas por sus extremos norte y sur-este respectivamente, mientras que por el oeste se encuentra flanqueada por diversas quebradas afluentes a la pampa del Tamarugal. Con un área de 1.470 km², la cuenca hidrológica posee una altura media cercana a los 4.165 msnm, con un máximo de 5.190 msnm en la cumbre del cerro Yarbicolla.

Su principal cauce, el río Collacagua, reúne los aportes generados en la zona norte de la cuenca (río Caquina y Piga), transportándolos en sentido norte-sur hacia la superficie del salar, que constituye la base de equilibrio del sistema. Cabe señalar que a lo largo de su trayecto, el río Collacagua posee secciones en las que el caudal superficial es nulo, presentándose sólo escurrimientos subterráneos. Las lagunas presentes en el salar son de gran extensión y por lo general poco profundas.

Figura 2-3: Vista general salar del Huasco.



La temperatura media en la cuenca es de 5°C , con una precipitación que bordea los 150 mm anuales. La evaporación potencial estimada es de $1.260\text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ (Risacher et al., 1999). La Dirección General de Aguas (DGA) propuso un flujo de descarga por evaporación desde lagunas y salares de $650\text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ (MOP-DGA, 1987)

El salar del Huasco posee seis unidades geológicas principales, siendo la de mayor extensión areal la Formación Altos de Pica o Ignimbrita Huasco, las otras cinco corresponden a depósitos recientes, Formación Patillos, Formación Collacagua, Formación Sillillica y Formación Cerro Empexa (Acosta, 2004), los que se describen a continuación:

Depósitos recientes (Qa, Qe, Qf, Qs), corresponden a depósitos no consolidados de origen aluvial, eólico, fluvial y de salar. Los depósitos aluviales están compuestos por ceniza volcánica fina a gruesa. Los depósitos de origen eólico se encuentran en las bases montañosas del lado este de la cuenca y se componen de arenas de grano fino a medio. Los fluviales se encuentran en los valles cercanos al río Collacagua y están formados por partículas de grava y arena (JICA et al., 1995). Por último, los depósitos de salar han sido generados gracias a los procesos de evaporación producidos en las zonas de descarga de la cuenca (Hargis and Montgomery, 1981).

Formación Pastillos (Qp), se encuentra formada por Tobas dacíticas y cenizas volcánicas poco consolidadas del período cuaternario.

Formación Collacagua (Qcs, Qcm, Qci), constituida principalmente por depósitos lacustres de gravas, lodos y aglomerado volcánico, tiene un espesor variable entre los 100 y 200 m.

Formación Sillillica (Qv, TPv, TMv), corresponde a rocas volcánicas (andesita y dacita) con diverso grado de erosión, conforman la cadena montañosa que delimita la cuenca por su lado este.

Formación Altos de Pica (Tap), también conocida como Ignimbrita Huasco, esta formación depositada durante el período terciario superior y el Pleistoceno está compuesta por toba volcánica total o parcialmente consolidada, de hasta 700 m de espesor, presentando una gran cantidad de fracturas (Galli y Digman, 1962).

Formación Cerro Empexa (Kc), es la formación más antigua del sistema (Cretácico), comprende un conjunto de rocas plutónicas, volcánicas, metamórficas y sedimentarias bien consolidadas. Esta unidad constituye el basamento de la cuenca.

Demostrando su importancia medioambiental, principalmente como hábitat de aves acuáticas migratorias, el humedal del salar del Huasco, con una superficie de 60 km², fue declarado como sitio Ramsar en 1996. En mayo de 2009, la cuenca fue incorporada al Sistema Nacional de Áreas Silvestres Protegidas (SNASPE) bajo la categoría de Parque Nacional.

2.2. II Región de Antofagasta

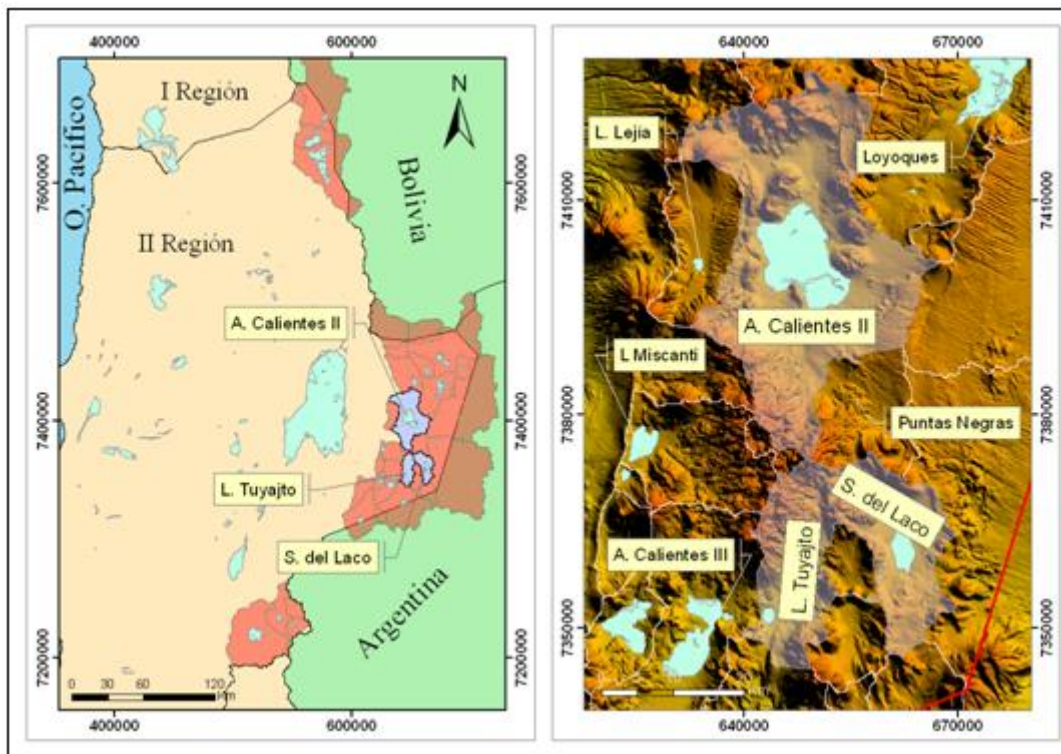
La Región de Antofagasta posee una superficie de 126.000 km² y está comprendida entre las regiones de Tarapacá y Atacama, siendo su capital la ciudad costera de Antofagasta. En esta zona, la Cordillera de los Andes se manifiesta con gran altura y un marcado volcanismo. Desde el salar de Atacama hacia el sur, el cordón montañoso se divide en dos estructuras longitudinales; una franja oriental dominada por alturas superiores a los 4.000 msnm (sector donde se ubica el altiplano) y una zona precordillerana denominada Cordillera de Domeyko. Entre ambos cordones se desarrolla la depresión de los salares.

En el altiplano de la II Región se ha identificado un total 41 hoyas hidrográficas cerradas, con áreas que van desde los 7 km² hasta 2.800 km² aproximadamente. La mayor parte de las cuencas trazadas se encuentran en la zona central de la Región, donde destacan por su tamaño las cuencas de los salares de Aguas Calientes 2, Pujsa y Loyoques, además de las cuencas compartidas con Argentina de los salares de Rincón, Jama, Tara e Incahuasi. Se realizaron mediciones de evaporación en tres cuencas pertenecientes a la II Región del país. Estas cuencas son las denominadas salar del Laco, laguna Tuyajto y salar de Aguas Calientes 2 (Figura 2-4).

El clima regional corresponde a una situación de extrema aridez, la que se manifiesta principalmente en la depresión intermedia, formando el paisaje natural denominado desierto de Atacama. La zona altiplánica se ve afectada por el clima

Estepa de Altura, presentando temperaturas muy bajas, con una media anual de 2°C y una amplitud térmica que alcanza los 20°C. El régimen de precipitaciones, al igual que en la I Región, continúa siendo estival pero se manifiesta con menor intensidad que en la Región precedente, alcanzando valores que van desde los 150 a los 200 mm anuales (MOP-DGA, 1987). A medida que se avanza hacia el sur, las lluvias de verano disminuyen, predominando la precipitación invernal de tipo sólido.

Figura 2-4: Ubicación general cuencas estudiadas en la II Región.



2.2.1. Salar del Lago

La cuenca hidrográfica del salar del Lago (Figura 2-5) se ubica entre las coordenadas UTM 7.345.860 y 7.374.630 norte y 6.49.230 y 669.560 este. En su totalidad, la cuenca abarca una superficie cercana a los 270 km², correspondiendo aproximadamente 2 km² a lagunas ubicadas en el sector central del salar. Estas lagunas son alimentadas por diversos cursos superficiales, entre los que destacan las quebradas del Hueso desde el norponiente y la Astilla por el poniente, además de algunos pequeños y esporádicos tributarios provenientes de la zona sur. Su altitud media es de 4.250 msnm, con una cota máxima de 5.850 msnm en su límite norte (volcán Puntas Negras). Limitada por la hoya del salar de Lari y Siglia por el oriente, por las cuencas de la laguna Tuyajto, Pampa Colorada y Pampa las Tecas por el oeste, por la cuenca de Puntas Negras hacia el norte, la hoya del salar del Lago posee una orientación noreste-suroeste, con una leve inclinación hacia el sur en su zona más austral.

Figura 2-5: Vista general cuenca salar del Laco.



La precipitación media anual en la cuenca alcanza los 180 mm, con una temperatura media de 1°C , mientras que la salinidad de las aguas existentes en las lagunas sobrepasa los $20 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ SDT (Risacher et al., 1999). La evaporación potencial estimada en la cuenca es de $1.500 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$.

La geología del salar del Laco evidencia la presencia de rocas volcánicas y sedimentarias con un basamento del mioceno, además de depósitos sedimentarios del período cuaternario en su zona central. A continuación se presenta una breve descripción de las unidades presentes en la cuenca:

Depósitos recientes (Qlc, Qal, Qc), formados por sedimentos aluviales, coluviales y lacustres. Los depósitos aluviales se encuentran formados por gravas, arenas y limos originados en corrientes de barro y avenidas, por acción de la nieve y por el viento. Corresponden a los depósitos sedimentarios más abundantes en la cuenca. Los sedimentos coluviales son originarios del período cuaternario y han sido generados por los procesos de congelamiento y descongelamiento del agua existente en poros y grietas del suelo. Los lacustres corresponden a una mezcla de gravas finas, arenas y limos. Por lo general se encuentran cubiertos por sales precipitadas.

Ignimbrita Tuyajto (Qt), se ubica al interior de la cuenca esta unidad y sólo puede ser reconocida en forma de gravas, correspondiendo a una toba de color burdeo (Geoaguas Consultores, 2007).

Ignimbrita Pampa Chamaca (PIPc), datada en el plioceno tardío, corresponde a un flujo de ignimbrita de vidrios y cristales de color gris-rosáceo medianamente a bien soldada. Se encuentra sobre las unidades de estrato volcanes I y II y subyace a depósitos coluviales y aluviales.

Estrato volcanes IV (PIPv), denominación que agrupa los estrato volcanes más jóvenes y con menor grado de erosión.

Estrato volcanes II (PIv), que agrupa los estrato volcanes con conos redondeados pero que no han perdido su forma original. Las lavas de esta unidad están cubiertas por depósitos recientes y sobreyacen rocas de la unidad de estrato volcanes I. Las rocas reconocidas al interior de la cuenca presentan una composición andesítica.

Estrato volcanes I (Msv), esta unidad del mioceno superior se manifiesta a través de paleo volcanes intensamente erosionados y cubiertos por depósitos de piedemonte. Debido a su alto grado de erosión, los componentes de esta unidad pueden no ser reconocidos ni diferenciados con facilidad. Su composición corresponde principalmente a andesitas, biotita, basaltos y andesitas basálticas.

2.2.2. Laguna Tuyajto

La cuenca de la laguna Tuyajto se extiende sobre el bloque central de la zona altiplánica de la II Región, con una marcada orientación norte-sur. Se encuentra limitada en su extremo norte por el salar de Aguas Calientes 2, mientras que por el lado este comparte fronteras con las cuencas del salar del Laco, Pampa Colorada y Pampa las Tecas. Por el sur, colinda con la gran hoya del salar de Incahuasi y por el oeste con el salar de Aguas Calientes 3 y laguna Miscanti. Abarca una superficie de 249 km², de los cuales 3 km² corresponden a su laguna de equilibrio (donde se produce el balance entre las recargas y descargas del sistema) ubicada en el extremo sur-oeste de la cuenca (Figura 2-6). Su altura media es cercana a los de 4.000 msnm y su punto de mayor elevación corresponde al cerro Tuyajto con una altura que alcanza los 5.480 msnm.

Las aguas existentes en el interior de la laguna presentan características de salmuera, con salinidades cercanas a los 130 g·L⁻¹ SDT. Las precipitaciones anuales alcanzan un valor medio de 180 mm, con una temperatura de 1°C (Risacher et al., 1999). Las descargas por evaporación, producidas desde napas freáticas y lagunas, estimadas en la cuenca son de 300 L·s⁻¹ (Geoaguas Consultores, 2007).

Las unidades geológicas, revelan la presencia de rocas de origen volcánico continental, ignimbritas y sedimentos recientes de diversos orígenes. En total pueden mencionarse 9 unidades y tipos litológicos, los que serán reunidos en tres grupos principales; estrato volcanes I, II y III, Ignimbritas Patao, Cajón y Tuyajto, y depósitos coluviales, aluviales y lacustres (Geoaguas Consultores, 2007), los que se describen a continuación:

Depósitos recientes (Qal, Qc, Qlc), que corresponden a depósitos sedimentarios no consolidados asignados al período cuaternario. Los depósitos de mayor abundancia en la cuenca corresponden a los del tipo aluvial, coluvial y lacustre.

Ignimbritas (Qt, Pc, PIp). La ignimbrita Tuyajto se encuentra formada por Tobas moderadas a fuertemente soldadas del período cuaternario, las que presentan un color pardo-rojizo. La ignimbrita Cajón subyace a la formación Tuyajto y

corresponde a una toba débilmente soldada del período pleistoceno. Finalmente, la formación ignimbrítica más antigua presente en la zona es la denominada Patao (Plioceno), esta unidad se manifiesta mediante afloramientos de rocas con un grado variable de consolidación.

Estrato volcanes (PIPv, Plv, Msv), las unidades de estrato volcanes se posicionan por debajo de los depósitos sedimentarios, pero se manifiestan en superficie a través de diversos afloramientos. De acuerdo a su grado de erosión y a su período de formación, las unidades de estrato volcanes presentes en la cuenca pueden clasificarse en tres grupos; estrato volcanes III (Plioceno-Pleistoceno), estrato volcanes II (Plioceno) y estrato volcanes I (Mioceno Superior), formados por andesitas de piroxeno, biotitas y basálticas, y dacitas.

Figura 2-6: Vista general cuenca laguna Tuyajto.



La superficie de la laguna se encuentra rodeada en gran parte de su contorno por bofedales. En estos sistemas se han registrado más de 16 especies de plantas y un total de 11 especies vertebradas, compuesta por mamíferos, aves y reptiles, además de una especie de insecto (Arcadis, 2007).

2.2.3. Salar de Aguas Calientes 2

La cuenca del salar de Aguas Calientes 2 se ubica en el bloque central de la zona altiplánica de la II Región y se extiende entre las coordenadas UTM 7.373.540 y 7.428.280 norte y 630.880 y 667.130 este (Figura 2-7). Con una superficie aproximada de 975 km² y una altura media de 4.562 msnm, la cuenca posee un salar de tipo playa que abarca cerca del 12% de su extensión total y cuenta con diversas lagunas, las que en su conjunto cubren una superficie total de 9 km² (Risacher et al., 1999). La zona norte de la cuenca es drenada por el río Pili, que nace en el cerro del mismo nombre y escurre en sentido suroeste, mientras que en

el sector oriente se distingue la quebrada de Chamaca. Ambos escurrimientos forman vegas al desembocar en la zona del salar.

Figura 2-7: Vista general laguna salar de Aguas Calientes 2.



Al norte de la cuenca se encuentran el salar de Pujsa y de Loyoques, mientras que por el oeste, la hoya está limitada por la cuenca compartida del salar de Jama. En dirección sur, su frontera natural corresponde al cordón montañoso de Puntas Negras, que esta formado por varios cerros, algunos de los cuales superan los 4.800msnm. Finalmente por su extremo oeste, limita con la hoya de la laguna Lejía.

La salinidad del agua en las lagunas es de $11,5 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ y las precipitaciones anuales pueden llegar a los 160 mm, con una temperatura media de 1°C (Risacher et al., 1999). La evaporación potencial alcanza valores cercanos a los $1.500 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$, mientras que las descargas producidas desde lagunas y salares, estimadas por la DGA, son de $1.140 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ (MOP-DGA, 1987).

En el interior de la cuenca del salar de Aguas Calientes 2 se distinguen 4 unidades geológicas de importancia (Arcadis, 2007). A continuación se presenta una breve descripción de dichas unidades, identificando su ubicación y características principales:

Depósitos recientes (Qal, Qc, Qlc), que se presentan principalmente bajo la forma de depósitos aluviales (Qal) constituidos por fragmentos de rocas volcánicas andesíticas y basálticas. Estos depósitos se encuentran en el sector de pampa loma amarilla, ubicado al sur de la laguna de Aguas Calientes.

Ignimbritas (Qt, Pc, PIp), que se ubican rodeando la superficie del salar por sus lados oeste y sur, y en el cordón Alto de Toro Blanco. La unidad denominada Ignimbrita Cajón (Pc) se manifiesta presentando un color rosado y una composición de tobas dacíticas y andesíticas.

Estrato volcanes (PIPv, Piv, Msv). Rocas de la unidad de estrato volcanes I (Msv) pueden observarse en el sector noroeste de pampa loma amarilla. Por su parte, la unidad de estrato volcanes III (PIPv), compuesta por coladas andesíticas y basálticas con un bajo grado de alteración, tiene presencia en el sector sur de la cuenca.

Durante el año 2006, la Dirección General de Aguas realizó una actualización de la identificación y delimitación de los acuíferos que alimentan vegas y bofedales en la II Región de Antofagasta. Como resultado de esta actualización se establecieron 267 acuíferos protegidos en la Región, en los que no pueden realizarse extracciones sin una evaluación ambiental favorable. Dentro de esta caracterización se incluyeron los recursos hídricos subterráneos pertenecientes a la cuenca del salar de Aguas Calientes 2.

2.3. III Región de Atacama

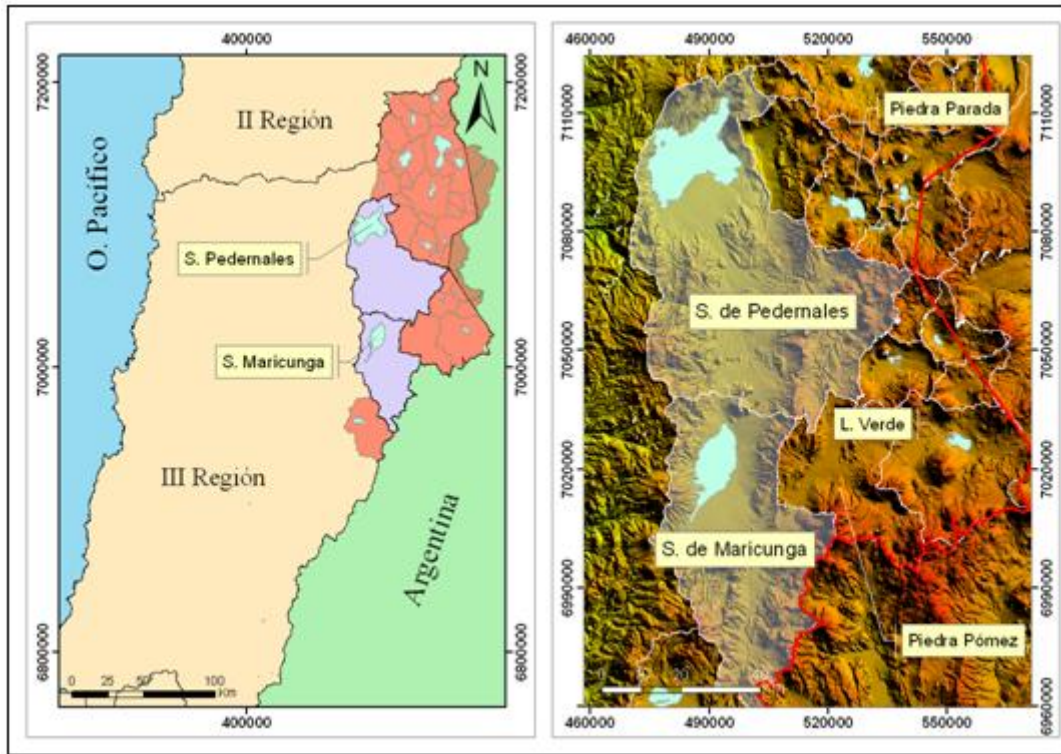
La Región de Atacama posee una superficie de 75.675 km², representando cerca del 10% de la extensión total del país. Su capital es la ciudad de Copiapó y geográficamente se sitúa entre la II Región de Antofagasta y la IV Región de Coquimbo. Por su extremo oriente limita en forma íntegra con la República de Argentina, mientras que por el oeste se ve limitada por el Océano Pacífico. El volcán Ojos del Salado, ubicado en la zona sureste de la franja altiplánica, posee una altura de 6.893 msnm, siendo la principal cumbre del país y el volcán de mayor altura en el mundo. Otras cumbres importantes en la Región son las del Nevado de Tres Cruces e Incahuasi, con 6.763 y 6.621 msnm respectivamente.

En términos climáticos, la Región representa una zona de transición entre la extrema aridez característica de las regiones precedentes y el clima mediterráneo existente en los valles de la zona central y sur del país. Las precipitaciones en el sector altiplánico son escasas, y a diferencia de lo ocurrido en el altiplano de las regiones XV, I y II, estas se manifiestan principalmente durante el invierno y generalmente en forma de precipitación sólida.

Se distingue un total de 32 cuencas altiplánicas de características endorreicas, con superficies que van desde los 76 km² hasta los 3.587 km². Cabe señalar que la cuenca emplazada en el extremo sur de la franja altiplánica regional, llamada laguna del Negro Francisco, corresponde a la hoya más austral de las denominadas cuencas de alta puna o altiplano chileno. Esta cuenca comparte fronteras, en su límite sur con la hoya exorreica del río Copiapó.

Debido a su gran representatividad superficial, a su importancia medioambiental y turística, las cuencas seleccionadas para llevar cabo mediciones de evaporación en la III Región del país corresponden a los salares de Maricunga y Pedernales, pertenecientes a las provincias administrativas de Chañaral y Copiapó respectivamente. La Figura 2-8 presenta un plano de ubicación de la zona estudiada. Como puede observarse ambas cuencas representan cerca del 40% de la superficie altiplánica de la Región.

Figura 2-8: Ubicación general cuencas estudiadas en la III Región.



2.3.1. Salar de Pedernales

Con más de 90 km de longitud, 70 km de ancho y abarcando una superficie cercana a los 3.600 km², la cuenca altiplánica con mayor extensión en la Región de Atacama y en todo el territorio nacional, corresponde a la hoya hidrológica del salar de Pedernales. Se extiende entre las coordenadas UTM 7.029.088 y 7.122.205 norte y 469.614 y 541.497 este, ubicándose en el límite occidental de la franja altiplánica regional. La cuenca posee una altura media de 3.995 msnm, siendo sus más altas cumbres superiores a los 6.000 msnm. Esta cumbre se ubica en el sector de Sierra Nevada y conforma la frontera con la República de Argentina. Hacia el norte, destacan dos cerros de importancia; el cerro Doña Inés (5.070 msnm) y el cerro Gemelos (4.700 msnm), el cual constituye el límite con la cuenca del salar de los Infieles. Por el sur se encuentra la cuenca de Maricunga, mientras que por el este existen 6 cuencas fronterizas, entre las que destacan las de la laguna, Piedra Parada y Wheelwright.

Las lagunas existentes en el salar son alimentadas principalmente desde el sector sur de la cuenca, donde la red de drenaje posee algunos cauces de importancia. Las quebradas del extremo austral se unen al este del cerro la Ola, formando la quebrada Pastos Largos, con sentido de escurrimiento sur-norte. Por su parte, provenientes desde el sector sureste, el río Juncalito y la quebrada del Río Muerto confluyen formando el río la Ola, cauce que constituye la principal vía de drenaje y alimentación del salar (Figura 2-9).

Figura 2-9: Río la Ola en salar de Pedernales.



El salar, constituido por una costra de yeso y halita, se sitúa en la zona noroeste de la cuenca a escasa distancia de la cuenca exorréica del río Salado. Hace más de 65 años se construyó un túnel con el objetivo de verter salmuera desde el salar hacia el río Salado, de esta forma en estricto rigor la cuenca del salar de Pedernales no debe ser considerada como una depresión endorreica. El caudal registrado en dicho trasvase fue de $51 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ en noviembre de 1995 (Risacher et al., 1999).

Las precipitaciones anuales alcanzan un valor de 100 mm en la superficie del salar y de 150 mm en el costado oriental de la cuenca, mientras que la temperatura media en la zona baja es de 4°C (Risacher et al., 1999). Las descargas por evaporación estimadas por la DGA (MOP-DGA, 1987) son de $830 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ y la evaporación potencial alcanza los $1.200 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$.

Debido al tamaño de la cuenca, existen importantes variaciones en su composición geológica. En términos generales, la hoya se encuentra formada por rellenos sedimentarios, formaciones volcánicas y rocas plutónicas, con diversos períodos de formación (Aguirre, 2005), los que se describen a continuación:

Depósitos recientes (Ql, Qf, Qs, Qc, Qe), formados por unidades no consolidadas del período cuaternario. Los depósitos lacustres se encuentran formados por láminas delgadas de 5 cm ubicadas en las cercanías de las lagunas, que están constituidas por limos, arenas y conglomerados finos de baja permeabilidad. Los depósitos fluviales corresponden a gravas y arenas clastosoportadas de alta permeabilidad. Formados por sales y limos salinos, los depósitos salinos se manifiestan en los bordes sur y este del salar. Los depósitos coluviales están compuestos por gravas y arenas y alcanzan espesores de hasta 20 m. Finalmente, los depósitos eólicos existentes en la cuenca pueden observarse al sureste del salar y están formados por cristales de yeso de forma alargada.

Depósitos antiguos (PliQa, MsPliA, MsPliS, PsP, Mmbc, Ma), formados por depósitos aluviales del plioceno y cuaternario, que presentan gravas y arenas insertas en una matriz de arena fina a limo, de alta importancia hidrogeológica. Depósitos salinos antiguos formados por sulfatos, cloruros y limos salinos, los que se distribuyen en los márgenes norte y oriente del salar, formando costras salinas con un alto grado de rugosidad. Depósitos ignimbríticos de hasta 200 m de espesor, formados por tobas dacíticas de cenizas y pómez. Depósitos piroclásticos del período mioceno medio, de composición dacítica.

Ignimbritas (Msiw, Pliilv, Miihv). Al interior de la cuenca de Pedernales se detecta la presencia de tres unidades ignimbríticas, entre las que se destacan las de Wheelwright, laguna Verde y Vega Helada. La primera de ellas corresponde a un depósito de flujo piroclástico que rellena la zona alta de la subcuenca Río Juncalito. La Ignimbrita laguna Verde sobreyace la unidad anterior y se encuentra formada por tobas riolíticas fuertemente soldadas, alcanzando espesores cercanos a los 15 m. La última unidad, correspondiente al período mioceno inferior, se encuentra intensamente plegada y está compuesta por tobas soldadas de vidrio y cristales.

Secuencias volcánicas (OMqs, TrJKv, EOMvs, TQv), la unidad denominada OMqs corresponde a secuencias volcanoclásticas y sedimentarias que afloran en el sector oriental de la cuenca. Las secuencias volcánicas del triásico superior están formadas por lavas basálticas y andesíticas, las que en algunos sectores se presentan altamente fracturadas. Las secuencias volcanosedimentarias del eoceno, oligoceno y mioceno pueden alcanzar los 600 m de espesor y se encuentran formados por brechas volcanoclásticas, tobas, areniscas y depósitos piroclásticos. Finalmente, las secuencias del eoceno al holoceno afloran al norte y oriente del salar, presentando un espesor variable de hasta decenas de metros.

Secuencias sedimentarias (TrJKs, MliI), las secuencias sedimentarias del triásico inferior y cretácico se componen de areniscas, conglomerados y brechas bien seleccionadas, con una potencia de hasta 3.000 m bajo el salar. Por su parte, las del período mioceno inferior corresponden a depósitos lacustres formados principalmente por calizas, yeso y lutitas.

Basamento indiferenciado, el basamento de la cuenca se encuentra formado por lavas y domos dacíticos y andesíticos, intrusivos graníticos, brechas riolíticas, areniscas y conglomerados de diversas edades geológicas.

En la actualidad, los recursos hídricos subterráneos existentes en la cuenca del salar de Pedernales, están siendo utilizados como fuente de abastecimiento por la división El Salvador, perteneciente a Codelco Chile.

2.3.2. Salar de Maricunga

La cuenca endorreica del salar de Maricunga (Figura 2-10) se sitúa inmediatamente al sur de Pedernales con un marcado desarrollo en sentido norte-sur y se extiende entre las coordenadas UTM 6.953.562 y 7.039.834 norte y 474.535 y 522.304 este. Posee una extensión de 2.195 km², de los cuales 150 km² corresponden a superficie de salar (Risacher et al., 1999), representando cerca del 7% de la extensión total de la cuenca.

Figura 2-10: Vista general salar de Maricunga.



La depresión de Maricunga se encuentra limitada en su flanco norte por la cuenca del salar Pedernales cuya frontera está constituida por afloramientos de rocas volcánicas incluyendo el cerro de la Sal (4.710 msnm), al sur colinda con la hoya de la laguna del Negro Francisco y al oeste con un cordón montañoso que constituye su límite occidental. Por el noroeste la cuenca limita con la cuenca de Piedra Pómez, mientras que por el sector suroeste lo hace directamente con Argentina. Al interior de la cuenca, las cotas varían desde los 3.740 msnm en la zona del salar, hasta cerca de los 6.700 msnm en el cerro tres cruces, con una altitud media de 4.295 msnm. La red hidrográfica está compuesta por pequeñas quebradas que drenan las aguas desde las zonas altas de la cuenca hacia el interior salar. Sus mayores tributarios corresponden a la quebrada Caballo Muerto, ubicada en el extremo noroeste, la quebrada Santa Rosa, que alimenta la laguna del mismo nombre y el río Lomas, ubicado en el oeste. Existe además un gran número de cauces esporádicos que alimentan el salar por su límite oeste.

La geología de la cuenca está compuesta por formaciones volcánicas y plutónicas que subyacen terrenos sedimentarios recientes (Tassara, 1997). Debido a su vasta extensión, es posible identificar una gran cantidad de unidades geológicas, las que fueron agrupadas en base a características comunes y períodos de génesis:

Depósitos recientes (Ql, Qs, Qf, Qc, Qrm), que corresponden a depósitos lacustres ubicados en el fondo de lagunas, depósitos salinos con altos contenidos de Cl y Na, cubriendo cerca del 75% de la superficie del salar, depósitos fluviales compuestos por rípios y arenas y depósitos coluviales presentes en quebradas abruptas y laderas de cerros. Estos depósitos se formaron durante el período cuaternario.

Depósitos antiguos (TQs, Qfa, PliQa, MsPliA, Mmbc), agrupación que se encuentra constituida por depósitos originados en períodos previos al cuaternario. Forman parte de este grupo los depósitos salinos antiguos ubicados en el sector sureste del

salar, los depósitos fluviales antiguos compuestos por costras calcáreas moderadamente consolidadas, los depósitos aluviales del plioceno formados por gravas y arenas, los que se distribuyen en los alrededores del salar y los depósitos aluviales del mioceno superior, asociados a sistemas de drenaje y abanicos antiguos, con espesores que alcanzan los 900 m.

Lavas (PliQv, Omv), formadas por coladas de lavas andesíticas y dacíticas del período Plioceno que afloran en el sector sureste de la cuenca y poseen hasta 30 m de espesor. Las coladas del período oligoceno y mioceno medio se manifiestan en el extremo este de la cuenca presentando moderadas fracturas sobre su superficie.

Ignimbritas del Oligoceno y Mioceno (OMi), que corresponden a depósitos de flujos piroclásticos ubicados en todo el costado oeste de la cuenca, con espesores que alcanzan los 300 m.

Rocas sedimentarias (OMs), rocas formadas por areniscas, brechas y conglomerados bien consolidados que pueden encontrarse al noreste de la hoya.

Areniscas y conglomerados del Triásico superior y jurásico superior-cretácico inferior (TrJKs), areniscas bien seleccionadas con intercalaciones ocasionales de conglomerados de hasta 150 m de espesor.

Debido a su gran diversidad biológica, la zona del humedal de la laguna Santa Rosa, en conjunto con el complejo lacustre de la laguna del Negro Francisco, fue catalogada como uno de los 9 sitios Ramsar existentes al interior del país. En forma adicional, la zona pertenece al área protegida Parque Nacional Nevado Tres Cruces.

3. MARCO TEÓRICO

En esta sección se revisan los conceptos teóricos básicos que fueron utilizados para la obtención e interpretación de los resultados obtenidos durante la investigación. Se presenta una breve reseña del fenómeno de evaporación, se describen y analizan las principales técnicas implementadas en la actualidad para cuantificar la evaporación desde superficies libres y napas freáticas someras, se presentan las curvas de ajuste que permiten relacionar la evaporación desde el suelo con la profundidad del nivel freático, se describen los análisis de laboratorio efectuados a los suelos muestreados y se presenta un esquema del balance hídrico y su aplicación a cuencas cerradas.

3.1. Proceso de evaporación

La evaporación es un proceso físico en el cual el agua cambia del estado líquido en que se encuentra en los cauces, lagunas y en las capas más superficiales del suelo, al estado gaseoso, retornando a la atmósfera en forma de vapor. Hidrológicamente podría definirse como la tasa neta de transporte de vapor hacia la atmósfera (Aparicio, 1997). Este fenómeno representa entonces un cambio de estado, por lo que requiere de una fuente que proporcione a las moléculas de agua la suficiente energía para efectuarlo. Cuando estas moléculas han alcanzado el nivel de energía cinética necesario para salir de la superficie del agua o del suelo húmedo, escapan al aire en forma de vapor. El calor absorbido por unidad de masa de agua durante el proceso de cambio de estado recibe el nombre de calor latente de evaporación ($cal \cdot g^{-1}$) (Custodio & Llamas, 1983).

La evaporación se produce por efecto de la radiación solar, el viento y las diferencias de tensión de vapor entre el agua y la atmósfera o déficit higrométrico. De esta forma, la evaporación es proporcional al déficit higrométrico y se relaciona inversamente a la presión atmosférica total. Dalton en 1802 dedujo la expresión:

$$EV = K \cdot (e_s - e_d) \quad (3.1)$$

siendo EV la evaporación ($mm \cdot d^{-1}$), e_s la presión de vapor saturante a la temperatura del agua (Pa), e_d la presión de vapor del aire (Pa) y K el coeficiente de proporcionalidad que refleja la influencia de otras variables en el proceso. Algunas de estas variables adicionales pueden definirse como (Custodio & Llamas, 1983):

Temperatura: tanto la tensión de vapor del agua como la tensión de vapor del aire aumentan con la temperatura. Si el aumento fuese de igual magnitud, el efecto neto sobre la evaporación sería nulo.

Velocidad del viento: la velocidad y la turbulencia del viento ayudan a la renovación de las masas de aire, lo que genera un aumento en el déficit higrométrico.

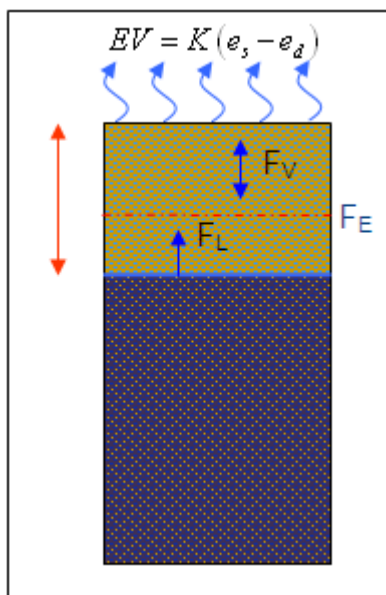
Presión atmosférica: la evaporación aumenta al disminuir la presión atmosférica, sin embargo, al aumentar la altitud disminuyen tanto la evaporación, como la presión. Este fenómeno se explica por la mayor influencia de otros factores como la temperatura.

Forma de la superficie evaporante: la magnitud de la evaporación dependerá de la extensión y profundidad de la superficie de agua libre y del tipo de suelo.

Calidad del agua: la tensión de vapor del agua disminuye a medida que aumenta su contenido de sólidos disueltos. Como orden de magnitud se estima que un aumento del 1% en la concentración de sales disminuye en un 1% la evaporación.

La evaporación desde el suelo, se relaciona con la cantidad de agua contenida en sus capas más superficiales. Un suelo totalmente saturado, dependiendo de sus características físicas, puede llegar a evaporar tanta agua como una superficie líquida. Si el nivel freático se encuentra más profundo (Z), la evaporación disminuirá. La magnitud de esta disminución dependerá en gran medida del tipo de suelo. Los mecanismos de evaporación desde el suelo se encuentran gobernados por el movimiento de agua tanto en su estado líquido como gaseoso (Figura 3-1). Así, la evaporación se producirá por el balance global entre el transporte ascendente o descendente de vapor en la parte superior del perfil de suelo (F_V) y por un flujo líquido ascendente en su sección inferior (F_L). La línea divisoria entre ambos procesos es conocida como frente de evaporación (F_E).

Figura 3-1: Modelo conceptual de evaporación.



Según lo expresado por Philip (1957) y posteriormente estudiado por Rushton (2003), la evaporación se produce desde la superficie freática del agua subterránea que se encuentra poco profunda. Dependiendo de esa profundidad el proceso de evaporación puede diferenciarse en tres etapas:

Desde suelo húmedo (o completamente saturado). Si la superficie del agua subterránea está cercana a la superficie del terreno y el suelo entre esas dos superficies contiene suficiente humedad, la evaporación del agua subterránea está gobernada exclusivamente por las condiciones meteorológicas externas, independientemente de las propiedades físicas del suelo.

Desde suelo no saturado. Si la superficie freática se encuentra relativamente profunda y existe una capa de suelo superficial con poca humedad, la tasa a la cual el perfil de suelo no saturado puede transmitir humedad a la superficie es menor al potencial evaporativo atmosférico, siendo por lo tanto las propiedades físicas del suelo las condiciones limitantes. En este caso la evaporación se presentará como un flujo de vapor por sobre el frente de evaporación y un flujo líquido bajo él.

Desde suelo seco. En este caso la evaporación es controlada por mecanismos de transferencia de vapor ascendentes y descendentes.

Asumiendo que el proceso de evaporación se desarrolla en régimen permanente, el flujo máximo de humedad que el suelo puede entregar a la atmósfera quedará determinado entonces por la profundidad a la que se encuentre la superficie freática del agua subterránea, por las propiedades de transmisión del medio poroso o de la superficie evaporante y por el déficit higrométrico.

3.2. Técnicas Para Medir Evaporación

3.2.1. Evaporación Superficial

La tasa máxima de evaporación en un acuífero se presenta cuando la superficie del agua está en contacto directo con la atmósfera, es decir cuando la napa se encuentra sobre el nivel de terreno. Uno de los métodos más utilizados para medir la evaporación superficial consiste en la instalación de tanques de evaporación. Estos tanques permiten cuantificar la altura de agua evaporada en un período de tiempo igual o mayor a un día, obteniéndose una tasa media de evaporación. La metodología de medición consiste en adicionar la cantidad de agua necesaria para elevar la altura de agua hasta un nivel fijo, obteniéndose un grado de error menor a 0,5 mm (Chow et al., 1994).

Por motivos prácticos, el agua utilizada para el llenado de los tanques puede obtenerse desde lagunas o cauces existentes en el lugar de instalación, o puede ser transportada desde otros sectores. Dependiendo del objetivo de la medición, deberá considerarse la composición química de las aguas utilizadas en cada caso. Por otro lado, debido a la existencia de condiciones de borde, la evaporación registrada en este tipo de tanques es mayor a la que podría medirse en la misma zona sobre un afloramiento de agua o un lago. Por esta razón el caudal evaporado debe corregirse

mediante factores de ajuste, para ello es posible utilizar la metodología propuesta por Mardones (1998), que estima la evaporación desde

superficies de agua libre o evaporación potencial E_0 ($mm \cdot d^{-1}$) como:

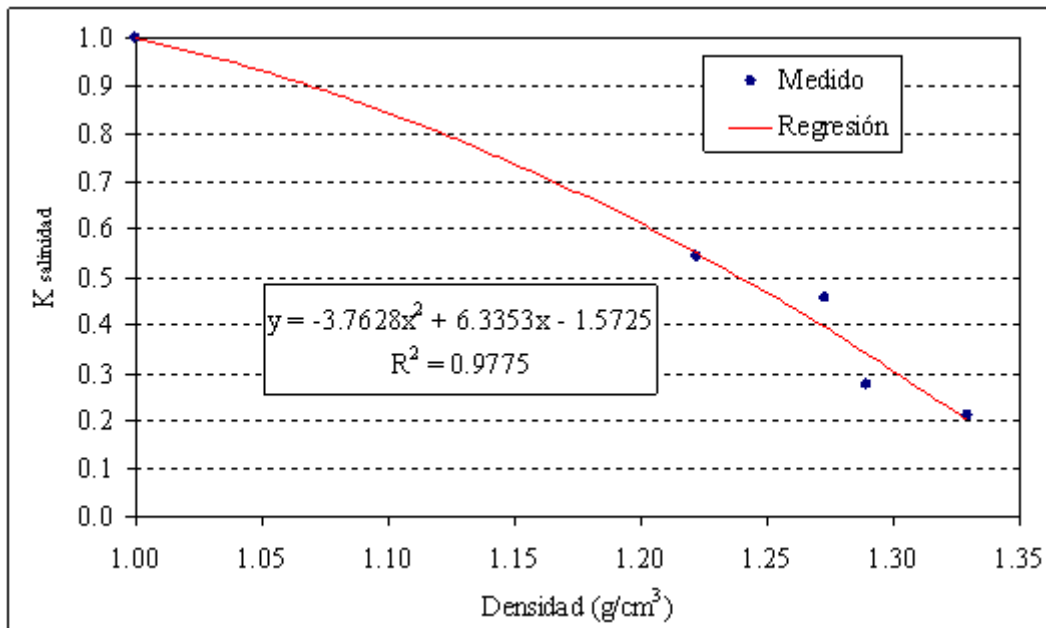
$$E_0 = K_e \cdot K_s \cdot E_T \quad (3.2)$$

donde K_e es el coeficiente de embalse (adimensional), K_s es el coeficiente de reducción por salinidad (adimensional) y E_T es la evaporación de bandeja medida en el tanque ($mm \cdot d^{-1}$).

El coeficiente de embalse corrige la sobreestimación de la evaporación producto del calor que concentra el material y corrige la influencia del tanque sobre otros factores que determinan el proceso (viento, radiación). Dicho factor toma valores cercanos a 0,7, variando mensualmente entre 0,6 y 0,8 (Linsley et al., 1977). Doorenbos & Pruitt (1977) proponen coeficientes dependientes de la humedad relativa, la velocidad del viento y las condiciones de instalación de la bandeja.

Como se mencionó anteriormente, el flujo de evaporación es proporcional a la diferencia entre la tensión de vapor del agua en la superficie evaporante y la tensión de vapor de la atmósfera. Un aumento en la salinidad o en la cantidad de sólidos disueltos presentes en el agua provocará una disminución en su presión de vapor y por lo tanto una reducción en la evaporación total registrada. De este modo, el coeficiente de reducción por salinidad intenta independizar las mediciones realizadas del contenido de sales presentes en el agua. El coeficiente de reducción por salinidad depende entonces de la cantidad de sólidos disueltos presentes en el agua, siendo igual a uno cuando el agua tiene una densidad cercana a la unidad. Ide (1978) realizó en el salar de Atacama pruebas experimentales para determinar la relación entre la densidad de la salmuera y el coeficiente de reducción por salinidad, cuyos resultados se presentan en la Figura 3-2.

Figura 3-2: Reducción por salinidad vs. Densidad en el salar de Atacama.



Fuente: [Adaptado de Ide, 1978]

Para el caso de la estimación de recursos hídricos, el interés se centra en la cuantificación de la evaporación potencial en las condiciones naturales de la zona de estudio, es por esto que al utilizar agua de las lagunas o acuíferos para realizar mediciones "in situ", se minimizan los errores de muestreo, haciendo innecesaria la realización de correcciones por salinidad.

En la actualidad existen varios tipos de tanque que han sido ampliamente estudiados y validados. En particular, el de mayor difusión a nivel mundial es el tanque evaporímetro Clase A (Figura 3-3). Este tanque corresponde a una bandeja de medición de 1,21 m de diámetro y 0,255 m de profundidad, construido en metal o hierro galvanizado. Debe ser ubicado sobre un enrejado de madera a 0,15 m del suelo, lo que permite la circulación de aire por su sección inferior y su correcta nivelación (Tyler et al., 1997). Cabe señalar que la Dirección General de Aguas (DGA) ha implementado ampliamente este tipo de evaporímetros en su red hidrometeorológica nacional.

Existen dos clasificaciones adicionales para este tipo de tanques. Dependiendo de la posición en la cual estos se instalen son denominados como tanque enterrado y tanque flotante (Custodio & Llamas, 1983). Los tanques enterrados corresponden a bandejas de evaporación que se hunden en el suelo dejando una altura libre de 0,1 m. El nivel del agua en su interior debe coincidir con la superficie del terreno. Los tanques flotantes, buscando una mayor aproximación a las condiciones de evaporación real, deben ubicarse en el interior de lagunas y cauces, teniendo especial cuidado en asegurar su estabilidad.

En caso de no ser posible instalar tanques evaporímetros estándar, estos pueden ser reemplazados por recipientes de características similares, con diámetro conocido

y alturas graduadas en su interior. Ante esta situación se debe prestar particular atención a los factores de corrección por embalse que deben ser aplicados.

Figura 3-3: Tanque Evaporímetro Clase A.



3.2.2. Evaporación desde Aguas Subterráneas

En la actualidad existen diversas metodologías que permiten cuantificar la evaporación producida desde las napas freáticas someras. Por lo general, estas técnicas suelen clasificarse, de acuerdo al modo de estimación, como métodos directos o indirectos. Dentro de las técnicas directas se encuentran los lisímetros, microlisímetros, domo y correlación de Eddy. Por su parte, como técnicas indirectas pueden señalarse los acercamientos por medio de balances de agua, la modelación numérica, técnicas isotópicas y los métodos de análisis de imágenes satelitales o percepción remota.

A continuación se describen los fundamentos conceptuales de las metodologías del domo, lisímetros, microlisímetros, tasas de Bowen, correlaciones de Eddy e interpretación de imágenes satelitales. Además se presenta un cuadro resumen con las principales ventajas y desventajas asociadas a cada uno de ellos.

3.2.2.1. Metodología del domo

La metodología del domo se basa en la cuantificación del incremento del vapor de agua proveniente del acuífero, mediante una cámara semiesférica de acrílico que cumple la función de volumen de control con dimensiones conocidas. La forma de la cúpula y su material permiten el paso de la radiación solar y evita la producción de perturbaciones en las ondas incidentes (Stannard, 1988).

Inicialmente la metodología de las cámaras fue creada con el objetivo de medir la evapotranspiración en zonas cultivadas (Greenwood & Beresford, 1980). Por lo general, estas cámaras no eran fáciles de transportar y debían permanecer durante largos períodos en el mismo lugar, alterando significativamente la radiación neta, la temperatura y la tensión de vapor, generando distorsiones en los resultados obtenidos.

El diseño de cámaras que permiten realizar mediciones rápidas de evaporación fue desarrollado por Reicosky & Peters (1977). Estas cámaras, con una superficie cercana a los 3,7 m², requerían la utilización de maquinaria especial para su transporte. Posteriormente, el Departamento de Geología de Estados Unidos (USGS) propone la metodología de medición del domo. En ésta, se plantea la utilización de pequeñas cámaras de acrílico, económicas y fácilmente transportables (Stannard, 1988).

a) Metodología de Medición

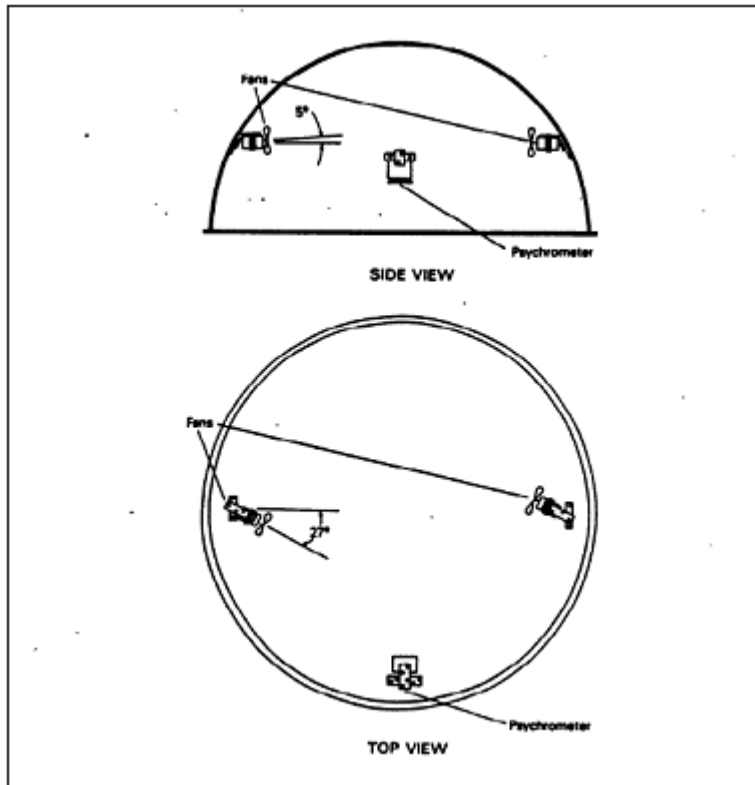
Las mediciones deben realizarse utilizando una cámara semiesférica de acrílico, con un espesor cercano a los 5 mm. El diámetro de construcción debe ser lo suficientemente pequeño para permitir su traslado y manipulación.

Al interior de la cámara debe disponerse un sensor que permita medir al menos dos parámetros independientes entre los siguientes: humedad relativa, temperatura del aire, presión de saturación de vapor, presión de vapor, déficit de presión de vapor y temperatura de bulbo húmedo. La cámara debe contar además con dos ventiladores ubicados en extremos opuestos, los que se instalan a 0,27 m desde la base de la cámara con una inclinación de 5° bajo la horizontal y un giro de 27° con respecto a su centro (Figura 3-4). La función de estos ventiladores es reproducir la velocidad del viento existente en el exterior del domo y establecer una mezcla eficiente del vapor de agua almacenado en el volumen de control.

Generalmente, las superficies donde se realizan las mediciones no se encuentran lo suficientemente parejas, lo que permitirá el ingreso de aire al interior del domo, generando errores de estimación. Este inconveniente puede solucionarse instalando un material aislante en el perímetro de la cúpula.

El proceso de medición consiste en registrar el incremento de vapor de agua en el interior del domo durante el tiempo necesario para lograr su estabilización. Para tener un registro del comportamiento diario de la evaporación, las mediciones deben realizarse desde la salida del sol hasta poco después del ocaso.

Figura 3-4: Montaje del equipo de medición en terreno.



Fuente: [Standard, 1988]

El cálculo de la tasa de evaporación instantánea se basa en la ley de las presiones parciales enunciada por Dalton en 1803, la que establece que la presión que ejerce un gas (presión de vapor) es independiente de la presencia de otros gases (Fritschen & Gay, 1979). En el caso de contar con mediciones de la humedad relativa y de temperatura del aire, el vapor de agua contenido en el interior del domo puede determinarse mediante el siguiente procedimiento:

A partir de la temperatura T ($^{\circ}\text{C}$) medida con el sensor se puede obtener la presión de saturación de vapor e_s (Pa) del vapor de agua usando la expresión:

$$e_s = 611 \cdot \exp\left(\frac{17,27 \cdot T}{237,3 + T}\right) \quad (3.3)$$

Una vez obtenida la presión de vapor saturado y la humedad relativa HR (%) medida con el sensor, se calcula la presión de vapor e (Pa) utilizando la definición de humedad relativa:

$$HR = \frac{e}{e_s} \quad (3.4)$$

La masa de agua presente en el domo puede ser obtenida a partir de la densidad de vapor de agua a ($g \cdot m^{-3}$) que se expresa mediante la ecuación:

$$a = q_v \cdot \rho_a \cdot 1000 \quad (3.5)$$

donde q_v es la humedad específica (adimensional) que representa la masa de vapor de agua por unidad de volumen de aire húmedo, y ρ_a es la densidad del aire húmedo ($kg \cdot m^{-3}$)

La humedad específica se obtiene a partir de la presión de vapor y la presión del aire húmedo P (P_a), correspondiente a la presión atmosférica como:

$$q_v = 0,622 \cdot \frac{e}{P} \quad (3.6)$$

Por último, la densidad del aire húmedo ρ_a ($kg \cdot m^{-3}$) se obtiene a partir de la Ley de los Gases Ideales deducida por Émile Clapeyron (1834) como:

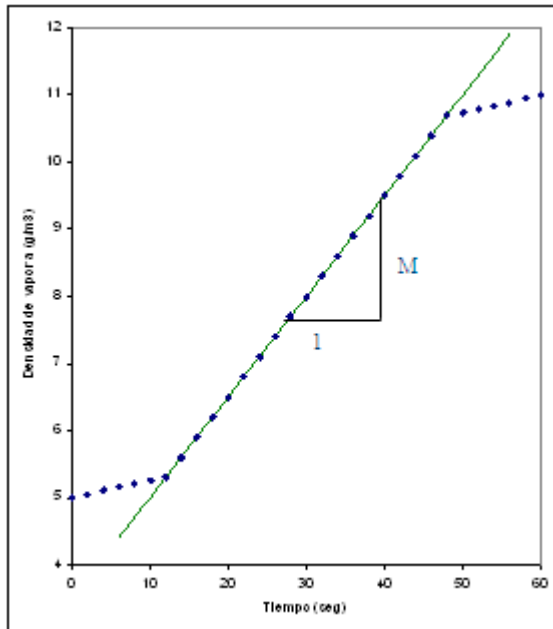
$$\rho_a = \frac{P}{(R_a \cdot T)} \quad (3.7)$$

$$R_a = R_d \cdot (1 + 0,608 \cdot q_v) \quad (3.8)$$

donde R_d es la constante conocida de gas para aire seco ($287 J \cdot kg^{-1} \cdot ^\circ K^{-1}$) y R_a representa la constante de gas para aire húmedo. En dicha ley (Ecuación 4.7), la temperatura, T , debe expresarse en grados Kelvin ($^\circ K$).

Una vez determinada la densidad de vapor de agua en el domo y conociendo su volumen, se calcula la masa de vapor de agua para cada lectura del sensor durante el periodo de medición, obteniéndose la curva de acumulación de vapor de agua, tal como se presenta en la Figura 3-5.

Figura 3-5: Evolución de la masa de vapor de agua en el tiempo al interior del domo.



Como se observa, la cantidad de agua retenida por el domo presenta un incremento paulatino al inicio, el cual aumenta para las siguientes mediciones. Luego de algunos segundos la tasa de generación de vapor comienza a decaer debido a la disminución del déficit higrométrico, como producto de la retención de humedad al interior del domo. La tasa de evaporación se obtendrá considerando el periodo de aumento constante de la densidad de vapor M (parte central de la Figura 3-5). De esta forma, la evaporación instantánea para cada período de medición se calcula con la expresión:

$$EV = \frac{86,4 \cdot M \cdot V}{A \cdot C} \left(\frac{\text{mm}}{\text{d}} \right) \quad (3.9)$$

donde:

EV es la tasa de evaporación instantánea ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$).

M es la tasa de cambio de la densidad de vapor de agua en el domo ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$).

V es el volumen del domo (m^3), descontando el volumen de los accesorios ubicados en su interior.

A es el área superficial cubierta por el domo (m^2)

C es un factor de calibración de laboratorio.

El factor 86,4 es para el cambio de unidades, que convierte gramos de agua por metro cúbico por segundo a milímetros por día.

La metodología de medición puede resumirse en cuatro etapas principales:

Para evitar el ingreso de aire hacia el interior del domo, debe aplanarse y rellenarse la superficie del terreno en el contorno donde se instalará la cúpula. Adicionalmente puede instalarse una tela impermeable a lo largo del perímetro de la cúpula (faldón).

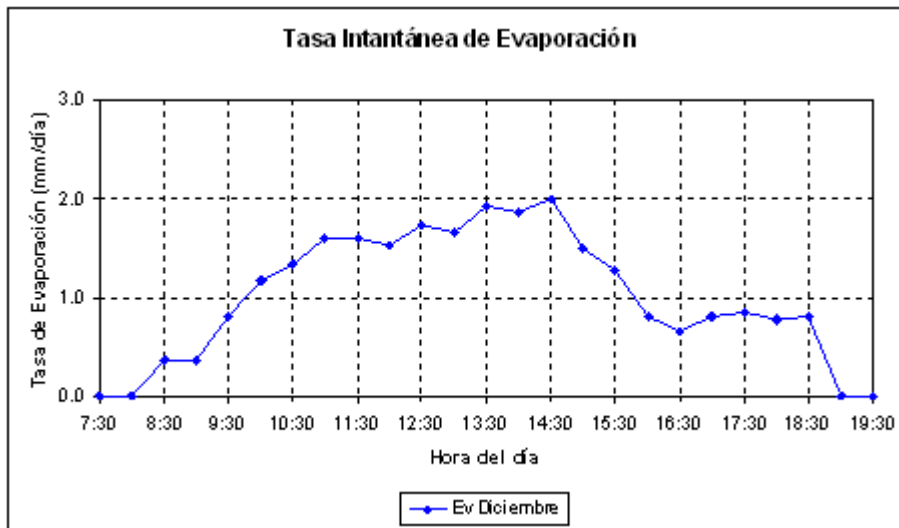
Activar los ventiladores y el sensor y ventilar el domo hasta alcanzar la humedad y temperatura ambiente al interior de la cámara. La velocidad de rotación de los ventiladores debe intentar reproducir las condiciones eólicas externas, por lo que estas deben ser cuantificadas mediante un anemómetro ubicado a una altura de 1,5 veces el alto de la cúpula de acrílico.

Disponer rápidamente el domo sobre la superficie de medición y comenzar el registro. El tiempo de medición está determinado por la tasa de evaporación. Para el caso de suelos relativamente secos, la estabilización puede producirse después de varios minutos.

Una vez alcanzado el equilibrio, retirar la cámara y desactivar los dispositivos instalados en su interior. Esperar algunos minutos para realizar una nueva medición. La superficie del domo debe mantenerse limpia, pasando un paño húmedo cuando se considere necesario.

El procedimiento descrito hasta ahora permite estimar la tasa de evaporación instantánea de una medición puntual. Para determinar el comportamiento de la evaporación a lo largo del día deben realizarse mediciones a intervalos regulares. La frecuencia de medición depende de las condiciones meteorológicas existentes en el lugar. Si estas no presentan cambios bruscos, el intervalo debe ser a lo sumo de una hora durante las horas de luz. A modo de ejemplo, en la Figura 3-6 se muestra una curva tipo de la variación de la evaporación a lo largo del día. La evaporación diaria se obtiene calculando el área bajo la curva de la Figura 3-6.

Figura 3-6: Comportamiento tipo de la evaporación a lo largo del día.



Una descripción detallada de la metodología es presentada por Stannard (1988). Thies (2007) realizó mediciones de evaporación con el domo en el salar de Llamara y Cornejo (2009) estudió la influencia del viento sobre las tasas de evaporación estimadas con el domo. La validez del método y su precisión bajo distintas condiciones ha sido evaluada por diversos autores (Rana & Katerji, 2000; Sanford & Wood, 2001; Standard & Weltz, 2006).

Los resultados obtenidos indican que por lo general las tasas de evaporación obtenidas con el domo son mayores a las estimadas con los métodos de las tasas de Bowen y correlaciones de Eddy.

b) Calibración del Domo

Debido a que el material del domo (acrílico) es ligeramente hidrofílico, es decir partículas de vapor de agua pueden quedar adsorbidas en su superficie, es necesario efectuar un proceso de calibración que determine la cantidad de agua evaporada que no se encuentra inmersa en la masa de aire existente en su interior. La calibración permite además compensar errores de medición propios del sensor y una posible mezcla incompleta de aire producida por los ventiladores. Un buen proceso de calibración debería entregar factores cercanos a la unidad (Stannard, 1988).

En términos generales, el proceso de calibración consiste en comparar reiteradas mediciones de evaporación del domo con los resultados obtenidos a partir de una experiencia alternativa, independiente y realizada en forma simultánea. El método consiste en cuantificar la pérdida de agua por evaporación desde un recipiente con agua, registrando la variación de masa a través de una balanza de precisión. Los pasos que componen el proceso de calibración son (Stannard, 1988):

Establecer una superficie plana y seca para instalar la cúpula. Con el fin de evitar un flujo de aire entre el domo y el ambiente circundante, puede instalarse algún sello o material aislante en los bordes de la cámara.

Disponer una balanza de precisión en la zona en que se instalará el domo. Ubicar sobre la balanza un recipiente con agua y un calefactor conectado a un regulador de voltaje que permita variar su temperatura.

Ajustar el voltaje del calefactor y esperar hasta que la temperatura del agua al interior del recipiente permanezca constante. Las tasas de evaporación en el proceso de calibración deben ser del mismo orden de magnitud que las tasas que potencialmente podrían ser medidas en terreno.

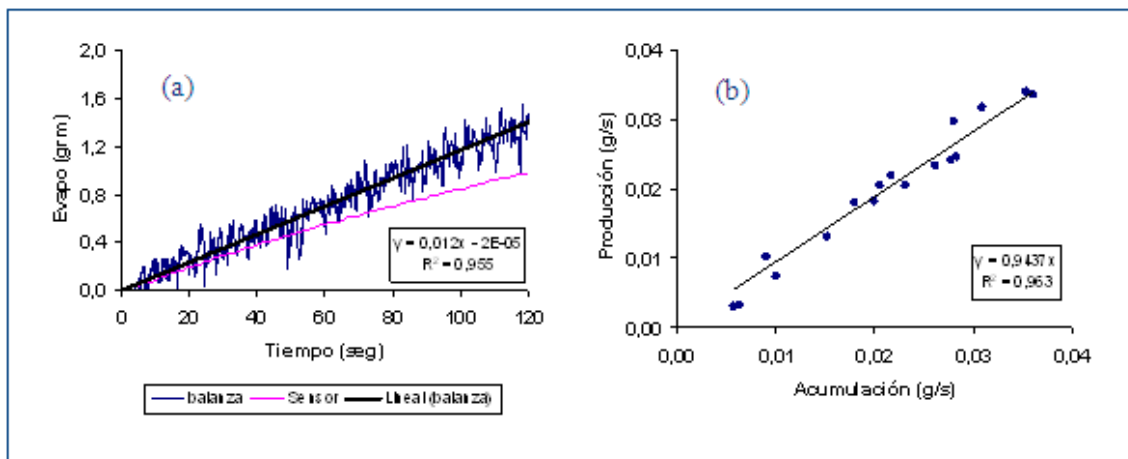
Activar los ventiladores en el interior del domo y medir la velocidad del viento. En forma simultánea comenzar el registro del sensor y de la balanza. Se recomienda un intervalo de medición de 2 s para el sensor de humedad. Para la balanza, en caso de no estar conectada a un datalogger o computador que permita transferir los datos en forma automática, se recomienda un intervalo de 5 s.

Ubicar el domo en la superficie previamente establecida. Controlar el tiempo transcurrido desde el inicio del registro hasta que la cúpula se ha posado sobre la superficie de medición. Mantener el domo en el lugar durante al menos 2 minutos. Una vez transcurrido este período concluir el registro, retirar y ventilar.

Repetir el proceso variando la temperatura del agua y/o la velocidad de rotación de los ventiladores.

El análisis de los datos consiste en determinar la tasa de evaporación registrada por la balanza (tasa de producción) en cada repetición y comparar dicho valor con la evaporación acumulada mediante la metodología del domo (tasa de acumulación). La Figura 3-7a, muestra un gráfico representativo de las curvas de evaporación obtenidas mediante el sensor y la balanza para una repetición. En este punto se deben determinar las pendientes, en gramos por segundo de ambas curvas para un mismo período de pendiente constante o uniforme.

Figura 3-7: Obtención factor de calibración.



El último paso consiste en graficar las tasas de evaporación obtenidas con las dos metodologías para todas las repeticiones realizadas. La pendiente de la recta

correspondiente al mejor ajuste lineal pasando por el origen, es equivalente al factor de calibración y será utilizado para corregir las mediciones realizadas en terreno (Figura 3-7b).

3.2.2.2. Lisímetros

La metodología de los lisímetros fue desarrollada hace más de tres siglos con el objetivo de realizar medidas de infiltración. En la actualidad su utilización se ha extendido a otros campos, existiendo una gran variedad de modelos, metodologías y objetivos de implementación (Custodio & Llamas, 1983). Históricamente, los lisímetros han sido considerados como herramientas adecuadas y confiables que permiten cuantificar la evaporación e incluso la evapotranspiración (Aboukhaled et al., 1982).

Un lisímetro podría definirse como un dispositivo que aísla un volumen de suelo o tierra entre la superficie y una profundidad dada (Muller, 1996). En la práctica corresponden a columnas rellenas con suelos inalterados o reconstruidos, los que son depositados en tanques impermeables enterrados. Estos tanques poseen una apertura hacia la superficie del terreno, permitiendo un flujo líquido desde el exterior (infiltración) y desde su interior (evaporación). La ecuación de continuidad que debe ser resuelta para obtener la evaporación, se expresa mediante la ecuación 3.10.

$$EV = A - G - \Delta R \quad (3.10)$$

donde EV es la evaporación desde el suelo, A los aportes o ingresos de agua (correcciones que deban realizarse producto de precipitaciones), G las posibles salidas que no corresponden a evaporación (fugas o extracciones artificiales) y ΔR es el incremento o disminución en la reserva de agua del suelo, todos expresados en unidades de volumen o altura equivalente.

La metodología de medición consiste en determinar a intervalos conocidos de tiempo la cantidad de agua que ha sido evaporada desde la columna de suelo. De esta forma se obtiene una tasa variable en el tiempo la que puede ser integrada para obtener flujos diarios o temporales de evaporación.

El relleno de la columna puede realizarse mediante dos mecanismos. El primero consiste en rellenar la columna con material extraído desde la zona en que se instalará el lisímetro o con el tipo de suelo que se quiera evaluar, compactándolo para intentar reproducir las condiciones naturales. Con esto se obtiene un lisímetro con suelo reconstituido. El segundo mecanismo consiste en hincar el tanque directamente sobre el terreno. Una vez obtenida la muestra el tanque debe ser sellado e impermeabilizado en su extremo inferior. De esta forma se obtiene una columna de suelo inalterado, con características similares a las del terreno en su estado natural y por consiguiente estimaciones más representativas.

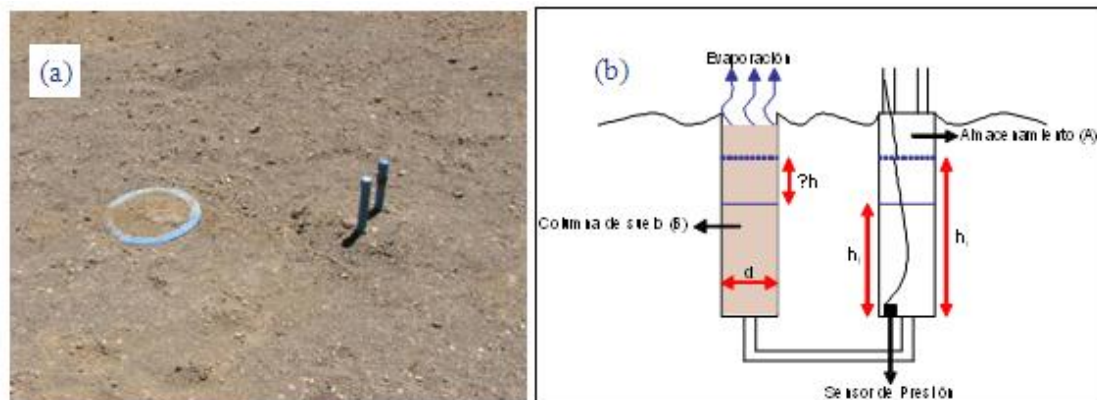
Para determinar la altura de agua evaporada en un intervalo de tiempo dado, pueden emplearse diversas metodologías. Una de ellas consiste en la instalación de una balanza de precisión bajo el lisímetro, permitiendo cuantificar la diferencia de

peso (o pérdida de agua) entre dos mediciones sucesivas. Otro procedimiento (*lisímetro de carga variable*) consiste en medir el nivel de saturación al interior de la columna de suelo. De esta forma, la diferencia entre dos períodos corresponderá a una aproximación de la altura de agua evaporada. Para el caso de los *lisímetros de carga constante*, el volumen de agua adicionado para mantener la profundidad de saturación constante será equivalente a las pérdidas producidas por evaporación.

a) Lisímetro de carga variable

En la Figura 3-8 se presenta un esquema de implementación de la metodología de los lisímetros de carga variable. En particular, el sistema corresponde a la alternativa desarrollada por Geoaguas Consultores (2007) en algunas cuencas altiplánicas de la II Región. La instrumentación consta de dos tubos de PVC del mismo diámetro y longitud, conectados en su parte inferior por una tubería que permite la circulación de agua desde el tanque de almacenamiento (sellado, A) hacia la columna de suelo abierta a la superficie (B). Asumiendo que inicialmente el sistema se encuentra en equilibrio, el flujo entre ambos tanques se producirá por el gradiente de energía originado gracias a la evaporación desde la muestra de suelo.

Figura 3-8: Diseño de lisímetros de carga variable. a) Sistema implementado por Geoaguas Consultores. b) Esquema de funcionamiento.



En el fondo del cilindro de almacenamiento se instala un sensor de presión que permite determinar la altura de la columna de agua (h) en el estanque. Analizando la diferencia de presión entre dos períodos de tiempo, puede obtenerse el volumen de agua que ha circulado entre ambos estanques para alcanzar el nuevo estado de equilibrio. Para determinar la evaporación producida en un intervalo de tiempo, se calcula el volumen total de agua que ha dejado el sistema, lo que equivale a sumar el volumen consumido en el tubo de almacenamiento y en la columna de suelo, de modo que la expresión que determina el flujo evaporativo diario resulta:

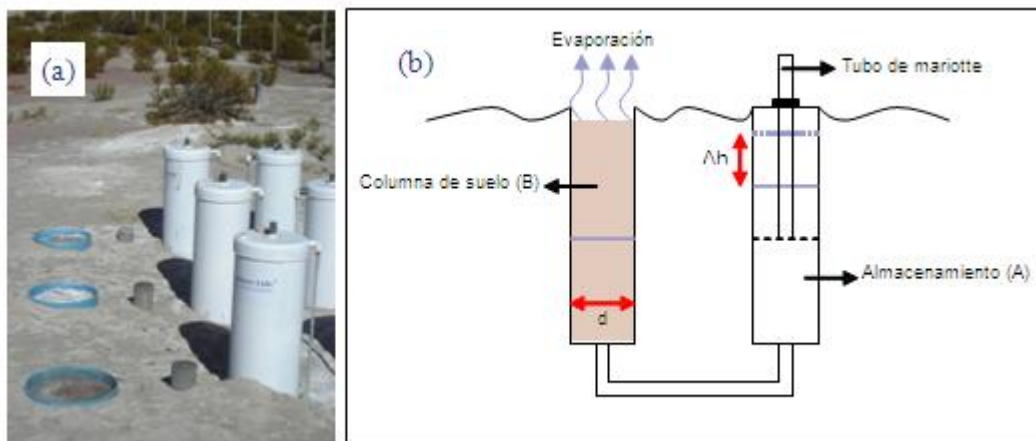
$$EV \approx \left(\frac{\frac{\Delta h \cdot \pi \cdot d_1^2}{4} + \frac{\Delta h \cdot n \cdot \pi \cdot d_2^2}{4}}{\frac{\pi \cdot d_2^2}{4}} \right) = (1 + n) \cdot \Delta h \quad \text{si } d_1 = d_2 \quad (3.11)$$

donde Ev corresponde a la evaporación ($mm \cdot d^{-1}$), Δh a la diferencia de altura registrada en días consecutivos ($mm \cdot d^{-1}$), d al diámetro de los tanques (mm) y n a la porosidad del suelo (adimensional).

b) Lisímetro de carga constante

Basados en el principio de *Mariotte*, los lisímetros de carga constante (Figura 3-9) son diseñados con el fin de controlar y mantener constante la profundidad del agua en su interior, pudiendo determinarse la evaporación asociada a dicha profundidad. Para abastecer de agua a la columna de suelo y de esta forma mantener constante el nivel freático simulado, el tanque de alimentación debe ser equipado con un tubo de *Mariotte*, fijando su extremo inferior a la profundidad de equilibrio deseada. Al no producirse una variación de nivel de agua al interior de la columna de suelo, no es necesario conocer su porosidad.

Figura 3-9: Diseño de lisímetros de carga constante. a) Sistema implementado por Collahuasi-GP Consultores en salar del Huasco. b) Esquema de funcionamiento.



La altura de agua evaporada al interior del tanque quedará definida por la relación:

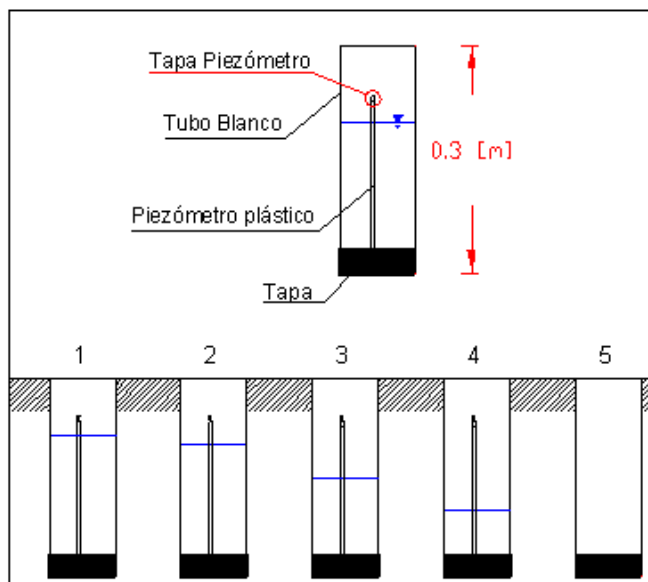
$$EV = \left(\frac{\frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \pi \cdot d_1^2}{\frac{\pi \cdot d_2^2}{4}} \right) \quad (3.12)$$

Por lo general, los registros de evaporación con lisímetros deben ser almacenados "in situ" (dataloger) y posteriormente ser recuperados mediante viajes programados a la zona de estudio.

c) Microlisímetros

Los microlisímetros corresponden a pequeños recipientes rellenos con suelo y agua. Las pérdidas por evaporación son determinadas mediante las diferencia de masa registrada entre dos mediciones consecutivas (Boast & Robertson, 1982). La Figura 3-10 presenta un esquema de los microlisímetros implementados por la empresa Geoaguas Consultores en Tuyajto, II Región.

Figura 3-10: Esquema de medición con microlisímetros.



Fuente: [Geoaguas Consultores 2007]

El proceso de medición consiste en desenterrar diariamente los microlisímetros, determinar su peso y altura de agua, para luego reubicarlos en su posición original. Las mediciones con este sistema deben realizarse directamente en terreno, impidiendo la obtención de datos en forma automática o remota.

3.2.2.3. Tasas de Bowen

El método de las tasas de Bowen forma parte del conjunto de aproximaciones basadas en mediciones micrometeorológicas llevadas a cabo en terreno. La metodología se fundamenta en el balance de energía en un elemento de volumen de control con base en la superficie del suelo y considera la presión atmosférica, las diferencias de temperatura y la concentración de vapor de agua presente en la atmósfera (Rosenberg, 1974). La ecuación de balance, para un suelo sin vegetación o de bajo consumo fotosintético y metabólico, puede expresarse mediante la relación:

$$R_n = \lambda E + H + S \quad (3.13)$$

donde R_n corresponde al flujo de radiación neta, λE al flujo de calor latente de evaporación, H representa el flujo de calor sensible y S el flujo de calor liberado o absorbido por el suelo, todos expresados en las mismas unidades ($cal \cdot cm^{-2} \cdot seg^{-1}$).

Los términos R_n y S pueden medirse en forma directa mediante la implementación de radiómetros de radiación neta y transductores de flujo de calor del suelo respectivamente (una descripción de dichos instrumentos se presenta en Fritschen & Gay, 1979). El cociente entre H y λE se conoce como relación de Bowen (β) y puede determinarse en forma aproximada a través de la ecuación:

$$\beta = \frac{P \cdot C_p}{\lambda \varepsilon} \left(\frac{\Delta T}{\Delta e} \right) \quad (3.14)$$

donde P representa la presión atmosférica ($g \cdot cm^{-2}$), C_p el calor específico del aire seco ($cal \cdot g^{-1}$), λ el calor de vaporización del agua ($cal \cdot g^{-1}$), ε la relación de pesos entre un mol de vapor de agua y uno de aire seco (adimensional), ΔT la diferencia de temperatura del aire entre dos alturas ($^{\circ}C$) y Δe la diferencia de presión de vapor entre las mismas dos alturas ($mbar$). De las fórmulas 3.13 y 3.14 es posible deducir:

$$\lambda E = \frac{R_n - S}{1 + \beta} \quad (3.15)$$

Las variaciones de temperatura y presión de vapor entre las dos alturas de medición son pequeñas, por lo que debe tenerse en consideración la precisión de los instrumentos utilizados. El método de la relación de Bowen, bajo diferentes condiciones ha sido ampliamente estudiado por diversos autores (Dugas et al., 1991; Rana & Katerji, 2000; Brotzge & Crawford, 2003).

3.2.2.4. Correlaciones de Eddy

Por lo general, en la parte baja de la atmósfera, el transporte de gases se encuentra gobernado principalmente por turbulencias de aire. Asumiendo condiciones de flujo ideales, la teoría predice que tanto el flujo de calor latente, como el de calor sensible pueden ser medidos directamente correlacionando las fluctuaciones de la velocidad vertical del viento con las variaciones en la densidad de vapor de agua y temperatura (Assouline et al., 2008). Para el caso del calor latente o flujo de evaporación, la relación que describe el proceso puede escribirse como:

$$\lambda E = \lambda \cdot \overline{w'q'} \quad (3.16)$$

donde w' y q' corresponden a las fluctuaciones del viento y la densidad de vapor sobre sus respectivos valores medios.

Un sistema de medición por correlaciones de Eddy debe contener un anemómetro tridimensional que permita medir la velocidad del viento cerca de la superficie del terreno y debe contar con un sensor de humedad o higrómetro. Ambos sensores deben ser configurados para realizar mediciones con una frecuencia que permita realizar los análisis estadísticos necesarios. Los valores obtenidos deben ser promediados en intervalos que van desde los 15 min hasta 60 min. En algunos casos, estos sistemas son equipados con sensores que permitan cuantificar en forma directa las tres componentes restantes de la ecuación de balance presentada anteriormente (3.13).

Una descripción detallada de esta metodología es presentada por Tanny (2007), algunos análisis comparativos y casos prácticos de implementación se presentan en Wilson et al. (2001) y Brotzge & Crawford (2003) y estimaciones de evaporación mediante el método de las correlaciones de Eddy han sido realizadas en el salar de Atacama por Kampf et al. (2005) y Assouline et al. (2008).

3.2.2.5. Percepción remota.

Las técnicas de percepción remota se basan en la interpretación de señales reflejadas desde la superficie atmosférica y terrestre para estimar valores de evaporación a escala regional (Kite & Droogers, 2000).

El Algoritmo de Balance de Energía Superficial para Suelos (SEBAL), corresponde a una metodología particular de estimación mediante detección remota y fue desarrollada por Bastiaanssen et al. (1998). Esta técnica utiliza un procedimiento numérico iterativo que permite estimar los flujos radiativos, calóricos y de evaporación, mediante el análisis de imágenes infrarrojas térmicas, infrarrojas cercanas y de espectro visible, las que pueden ser obtenidas de servicios tales como Landsat TM o NOAA. Las imágenes visibles permiten determinar el albedo superficial, desde el cual puede estimarse la radiación neta. Por su parte las imágenes infrarrojas son utilizadas para deducir la temperatura de la superficie terrestre, permitiendo una cuantificación del déficit de presión de vapor. Cabe señalar que tanto para efectos de calibración, como para la validación de los datos obtenidos, por lo general es necesario disponer de información registrada en

superficie, logradas a través de mediciones directas de evaporación o estimaciones micrometeorológicas (Martínez 2002).

Tres casos de aplicación empleando distintas técnicas basadas en el análisis de imágenes remotas, han sido desarrollados por Granger (2000), Choudhury (2000) y Bastiaanssen (2000). Los resultados obtenidos fueron analizados y contrastados por Kite & Droogers, 2000). Nuñez (2009) aplicó el modelo SEBAL para estimar la evaporación en una localidad de la zona central de Chile, mientras que Kampf (2005) cuantificó, mediante el análisis de imágenes satelitales, los flujos de evaporación producidos en el salar de Atacama.

3.2.2.6. Resumen

En la Tabla 3-1 se presenta un cuadro resumen comparativo, con las principales ventajas y desventajas de cada uno los métodos de estimación de evaporación descritos anteriormente.

Tabla 3-1: Ventajas y desventajas metodologías de estimación para la evaporación.

<i>Metodología</i>	<i>Ventajas</i>	<i>Desventajas</i>
Domo	<ul style="list-style-type: none"> • Bajo costo de construcción y operación. • Fácil de transportar: permite la realización de mediciones en distintos tipos de suelo y niveles del agua subterránea. • Suelo permanece en condiciones naturales. 	<ul style="list-style-type: none"> • Debe ser continuamente operado en forma manual. • Cámara puede alterar la radiación real incidente. • Velocidad del viento en el interior puede no ser representativa. • Medición puntual espacial y temporalmente.
Lisímetros	<ul style="list-style-type: none"> • Permite el control artificial de la profundidad del acuífero. • Entrega estimaciones continuas en largos periodos de tiempo. • Medición directa: resultados confiables y con un buen grado de precisión. 	<ul style="list-style-type: none"> • Elevado costo de construcción e instalación. • Instrumentación fija: no permite evaluar distintos tipos de suelo. • Altera o invade el suelo, pudiendo obtenerse resultados poco representativas. • Existencia de condiciones de borde.

<i>Metodología</i>	<i>Ventajas</i>	<i>Desventajas</i>
Relaciones de Bowen	<ul style="list-style-type: none"> • Relativamente económico si se utilizan psicrómetros. • Gran versatilidad. 	<ul style="list-style-type: none"> • Requiere utilización de sensores de alta precisión. • Difícil mantención. • Requiere supuestos y simplificaciones. • Se fuerza el cierre de la ecuación de balance.
Correlaciones de Eddy	<ul style="list-style-type: none"> • Método directo. • Permite analizar errores de cierre. 	<ul style="list-style-type: none"> • Altos costos de implementación y mantención. • Sensibilidad respecto a la frecuencia de medición. • Es posible registrar flujos de vapor proveniente de otras zonas (viento).
Percepción remota	<ul style="list-style-type: none"> • Evita campañas de terreno intensivas. • Óptimo para estimaciones regionales. • No requiere estimar otras componentes del balance hídrico. 	<ul style="list-style-type: none"> • Debe complementarse con otras estimaciones. • Estimación de carácter puntual en contexto temporal.

Todas las metodologías de estimación presentadas pueden ser utilizadas para determinar la evaporación desde aguas subterráneas someras. Para determinar la de mayor utilidad y por lo tanto la que ha de emplearse en un caso particular, deben considerarse factores como el alcance de la investigación, los objetivos planteados, los recursos asignados para realizar labores de terreno y los plazos disponibles. Existen algunos métodos aptos para obtener un alto grado de exactitud, otros que son de bajo costo y otros que serán de utilidad dependiendo de la escala temporal y espacial de evaluación. En algunos casos es necesario realizar predicciones de la evaporación, por lo que deben implementarse modelos matemáticos de simulación (Rana & Katerji, 2000).

3.3. Curva de Evaporación en Función de la Profundidad del Acuífero

La magnitud de la evaporación desde las aguas subterráneas medida en terreno dependerá de diversos factores, entre los que destacan la radiación neta incidente, la cobertura vegetal, la profundidad a la cual se encuentra el nivel freático, la composición química de las aguas evaporadas y el tipo de suelo sobre el que se realicen las mediciones (Liu et al., 2005). Un método comúnmente utilizado para representar las mediciones de evaporación es a través de su relación con la profundidad de la napa o saturación.

Philip (1957) propuso que la tasa de evaporación disminuye en forma exponencial con la profundidad de la napa, de acuerdo a la siguiente relación:

$$EV = E_0 \cdot e^{(\alpha \cdot z)} \quad (3.17)$$

donde EV corresponde a la tasa de evaporación ($mm \cdot d^{-1}$), E_0 es el valor máximo de la tasa de evaporación ($mm \cdot d^{-1}$), medida en superficie, α es un parámetro de ajuste de la curva (adimensional, menor que 0) y Z corresponde a la profundidad de la napa (m).

Basado en la caracterización del proceso de evaporación en tres etapas descrito anteriormente y presentando una generalización de la relación anterior, Grillo & Vidal (1986) y posteriormente Shah et al. (2007) plantean las expresiones siguientes para la tasa de evaporación:

$$EV = E_0 \cdot e^{[\alpha \cdot (z - z_0)]} \quad \text{Para } EV \leq E_0 \quad (3.18)$$

$$EV = E_0 \quad \text{Para } EV \geq E_0 \quad (3.19)$$

donde Z_0 (m) corresponde a la profundidad máxima a la cual la evaporación desde el acuífero continúa siendo gobernada por las condiciones meteorológicas externas y por lo tanto resulta igual al potencial evaporativo.

Otra relación propuesta para estimar la evaporación en función de la profundidad de la napa, de tipo potencial, fue enunciada por Morel-Seytoux & Mermoud (1989):

$$EV = E^* \cdot z^{-m} \quad (3.20)$$

donde E^* y m son parámetros dependientes de las propiedades hidráulicas del suelo y pueden ser ajustados con mediciones obtenidas en terreno.

Debido a su simplicidad, diversos modelos de simulación hidrogeológica utilizan una relación lineal para representar el comportamiento de la evaporación desde los suelos (Harbaugh et al., 2000), como la que propone Mardones (1998) para estimar la evaporación en el salar de Atacama:

$$Z = -0,2262 \cdot EV + 0,7226 \quad (3.21)$$

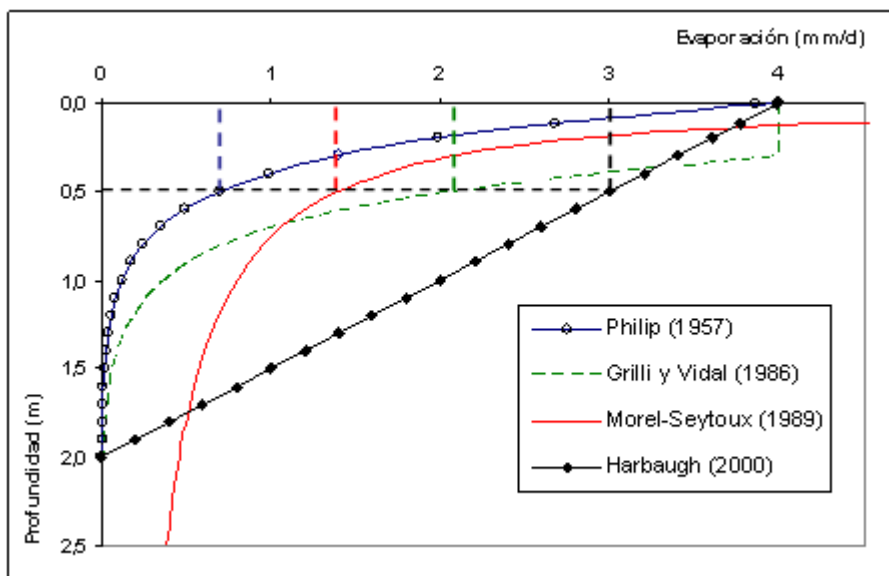
Si bien este tipo de curva permite estimar en forma simple la evaporación para distintas profundidades de saturación, difícilmente representará en forma adecuada el comportamiento real del fenómeno, ya que las variables involucradas en el proceso de evaporación desde los suelos determinan un decaimiento decreciente de las tasas de evaporación a medida que aumenta la profundidad de la napa.

Existen diversas aproximaciones que permiten explicar el comportamiento de la evaporación en función de la profundidad a la que se encuentra la napa freática y dependerá de cada caso particular la aproximación que mejor represente los valores obtenidos en terreno. En la Figura 3-11 se presenta una gráfica de los distintos ajustes descritos. Dependiendo de la relación que se adopte, los balances de evaporación y descarga a escala de cuenca pueden diferir significativamente.

Si consideramos el ejemplo de la figura, se tiene que para una profundidad de 0,5 m, el ajuste de Philip entregará una tasa de evaporación de $0,7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, la curva de Morel-Seytoux predecirá una evaporación de $1,4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, mientras que el ajuste de Grilli entregará un flujo de $2,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. Finalmente, optando por el ajuste lineal, se obtendrá una descarga cercana a los $3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. Si se repite el ejercicio para otro tramo de profundidades, es posible que la curva potencial o la exponencial entreguen las mayores tasas de evaporación.

Un parámetro importante en la caracterización de los procesos de evaporación desde el acuífero es la denominada profundidad de extinción, parámetro que corresponde a la profundidad mínima de la napa a partir de la cual ya no se produce evaporación. En efecto, un gran número de modelos de balance hídrico y de modelación hidrogeológica requieren como dato de entrada la profundidad de extinción, siendo muy sensibles a pequeñas variaciones en dicho parámetro.

Figura 3-11: Curvas de evaporación en función de la profundidad de saturación.



3.4. Clasificación de Suelos

Como se mencionó anteriormente, uno de los factores que define la magnitud de la evaporación estimada en terreno es el tipo de suelo presente en la zona de

medición. En forma adicional, la profundidad de extinción para la evaporación, según los estudios realizados por Shah et al. (2007), se encuentra dominada por el tipo y distribución de las partículas presentes en la franja no saturada del suelo. En consecuencia, el conocimiento de sus propiedades físicas permitirá caracterizar de mejor manera su comportamiento hidráulico y por consiguiente los flujos evaporativos que circulan a través de él.

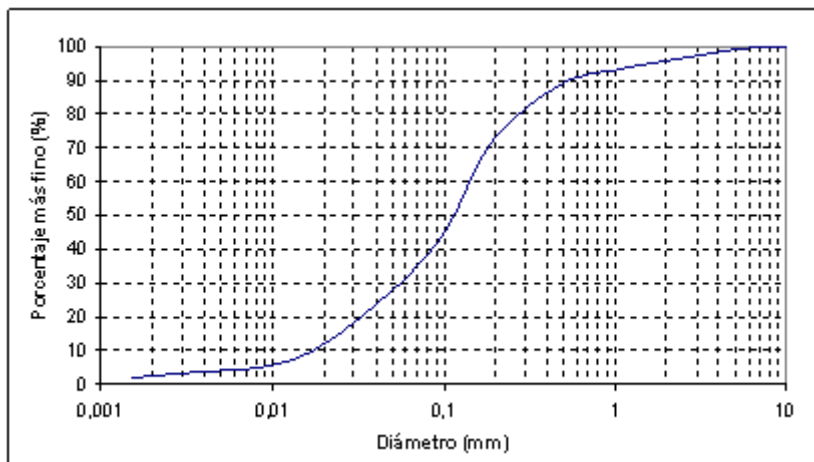
Físicamente el suelo puede ser caracterizado de acuerdo a un gran número de propiedades, las que pueden dividirse en principales y secundarias. Dentro del primer grupo se encuentran la estructura, densidad, porosidad y textura, mientras que como propiedades secundarias pueden mencionarse la capacidad de retención de humedad, plasticidad y temperatura entre otras.

El Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA) propone clasificar los suelos de acuerdo a su composición granulométrica y textural. Para esto es necesario caracterizar las partículas que lo componen según sus tamaños representativos o granulometría.

El análisis granulométrico se realiza pasando una muestra de suelo por una batería de tamices con diferente tamaño de apertura, los que deben ser dispuestos verticalmente en orden decreciente. De esta forma, cada tamiz retendrá las partículas de diámetro superior al tamaño de apertura de su malla, dejando pasar el resto de la muestra (MOP-Dirección de Vialidad, 2002). Para las partículas más finas, la clasificación debe continuar mediante un proceso de sedimentación, el cual permite diferenciar el tamaño del material de acuerdo a su velocidad de sedimentación en un medio acuoso (ASTM, 1995).

La Figura 3-12 presenta el resultado gráfico de un análisis granulométrico tipo. Como puede observarse, este método permite obtener una curva continua representativa del tamaño de las partículas constituyentes del suelo.

Figura 3-12: Curva granulométrica tipo.



Para el caso de suelos con un alto contenido de sales, es posible realizar un proceso de lavado que permita cuantificar y eliminar el porcentaje de la muestra correspondiente a partículas salinas (MOP-Dirección de Vialidad, 2002). Las sales no forman parte de la clasificación de suelos propuesto por el USDA, por lo que de ser aplicado, este procedimiento debe ser llevado a cabo en forma previa a los análisis granulométricos por tamizado y sedimentación.

La clasificación textural se estructura en base a la diferenciación de cuatro tipos de suelos, los que se denominan, en orden de tamaño decreciente, como gravas, arenas, limos y arcillas. Adicionalmente, las arenas y gravas pueden ser subclasificadas como gruesas, medias y finas.

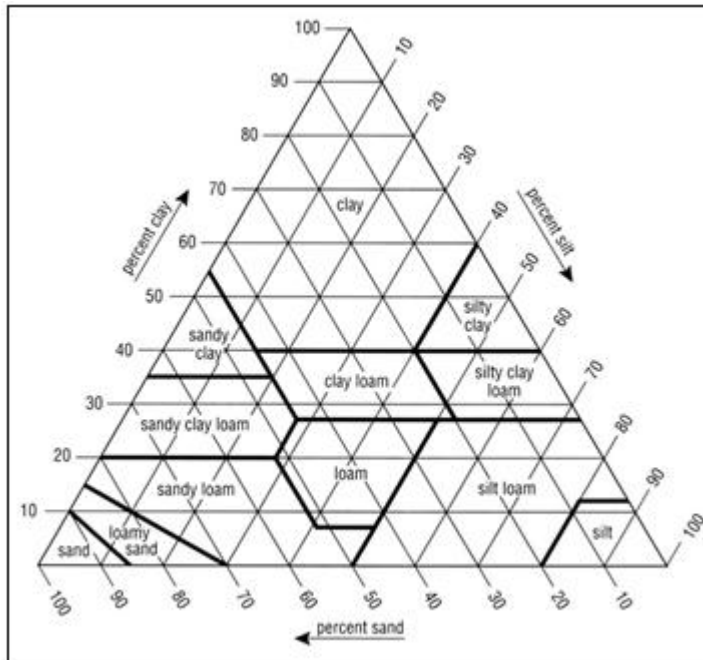
La Tabla 3-2 presenta un cuadro resumen con el diámetro de partícula asociado a cada categoría (Soil Survey Staff, 2006). De acuerdo al porcentaje de cada tipo de partícula existente en un suelo, excluyendo todo el contenido de diámetro mayor a 2 mm (gravas), se determina su textura según el diagrama de clasificación expuesto en la Figura 3-13.

Tabla 3-2: Clasificación de partículas USDA

Partícula	Tamaño min (mm)	Tamaño max (mm)
Grava gruesa	20	***
Grava media	10	20
Grava fina	2	10
Arena gruesa	0,5	2
Arena media	0,25	0,5
Arena fina	0,1	0,25
Arena muy fina	0,05	0,1
Limo	0,002	0,05
Arcilla	***	0,002

Una vez obtenida la clasificación textural, es posible diferenciar zonas de evaporación en función de propiedades físicas del suelo y por lo tanto generar curvas de evaporación para los distintos suelos existentes en el sitio que se desea evaluar.

Figura 3-13: Diagrama de texturas según tamaño de partículas, USDA.



Fuente: [USDA, 2004]

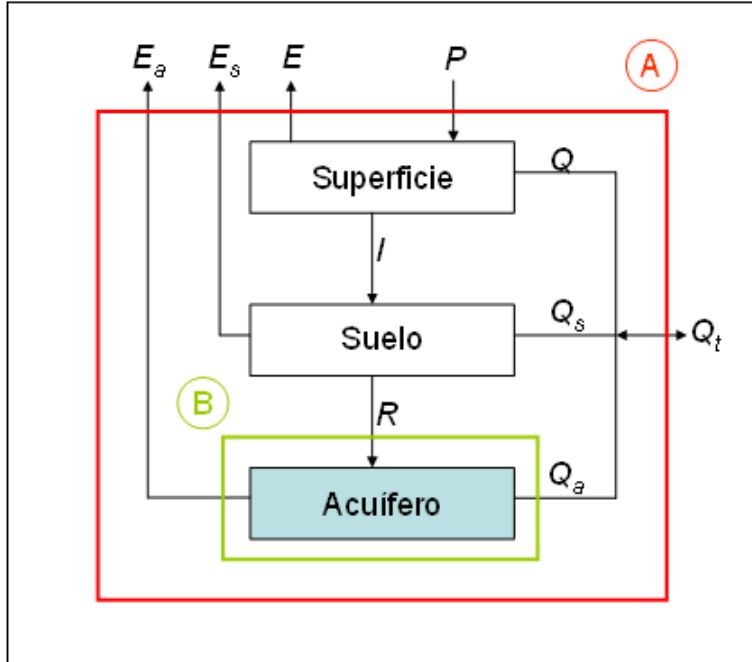
Conocer las características físicas del medio poroso, constituye adicionalmente una herramienta que permite la estimación indirecta de la evaporación, mediante la modelación del flujo en la zona no saturada. Torrealba (2008) implementó un modelo numérico para predecir la evaporación a partir de las características hidrodinámicas del suelo y de las condiciones atmosféricas.

3.5. Evaporación en el balance hídrico y la recarga

El balance hidrológico de una Región constituye un método simple y apropiado para comprender su funcionamiento hídrico global. El ciclo hidrológico a nivel de cuenca puede ser interpretado como una serie de flujos entrantes y salientes que deben cumplir con la ecuación de continuidad, es decir, la diferencia entre ingresos y egresos debe reflejarse en un cambio del almacenamiento (Carrica & Lexow, 2004).

Las interconexiones existentes entre las fases del ciclo hidrológico a escala de cuencas pueden ser explicadas mediante la Figura 3-14. Parte de la precipitación que cae sobre la superficie (P), puede evaporarse directamente hacia la atmósfera (E), parte puede transformarse en escurrimiento superficial (Q) y una última fracción (I) infiltrará hacia la segunda capa del perfil de suelo. De este último, una sección se evaporará desde el suelo (E_s) y otra podrá transmitirse como flujo hipodérmico o subsuperficial (Q_s), siendo el remanente entre ambos la recarga al acuífero (R_a). Finalmente, el caudal de recarga puede quedar almacenado en la zona acuífera, ser evaporado (E_a o EV) o transformarse en escorrentía subterránea (Q_a). La suma de los flujos superficiales, hipodérmicos y subterráneos pueden agruparse bajo el término de escorrentía total (Q_t).

Figura 3-14: Esquema balance hídrico.



Siguiendo el esquema propuesto, la ecuación de balance hídrico global (A) obtenida es:

$$P + Q_t^{en} = E + E_s + E_a + Q_t^{sal} \pm \Delta S \quad (3.22)$$

donde ΔS corresponde a cambios en el volumen de agua almacenada (en superficie, suelo o acuífero) y los superíndices *en* y *sal*, a caudales efluentes y afluentes respectivamente. Todos los términos de la relación anterior son expresados como tasas de altura en función del tiempo. La ecuación 3.22 puede ser sectorizada de acuerdo a la etapa o fase del ciclo hidrológico de interés. De esta forma, para el caso de la componente subterránea (B), la ecuación puede reescribirse como:

$$R + Q_a^{en} = E_a + Q_a^{sal} \pm \Delta S \quad (3.23)$$

Para cuencas en estado natural, sin bombeo y para largos períodos de tiempo, es posible asumir que los términos de entrada al volumen de control son balanceados por los flujos de salida, situación equivalente a que los cambios en el almacenamiento subterráneo son nulos (Domenico & Schwartz, 1990; Bredehoeft, 2007), simplificándose la ecuación anterior a:

$$R + Q_a^{en} = E_a + Q_a^{sal} \quad (3.24)$$

La principal característica de las cuencas cerradas o endorreicas, es la ausencia de flujos entrantes y salientes al sistema, por lo que finalmente la ecuación de balance para este tipo de cuencas, no explotadas y en el largo plazo será:

$$R = \bar{E}_a = EV \quad (3.25)$$

Esto es lo que permite establecer que la recarga entrante a un sistema acuífero es equivalente a la evaporación o descarga originada desde las aguas subterráneas.

Generalmente, la recarga es uno de los componentes del balance hídrico más difícil de cuantificar, ya que es un proceso que ocurre a nivel de acuífero, por lo general a varios metros de profundidad, mientras que las descargas pueden ser medidas en forma directa, ya sea en cauces y flujos superficiales, o mediante estimaciones de la evapotranspiración (Bredehoeft, 2007). De acuerdo con lo anterior, una manera de disminuir los errores asociados a la estimación de la recarga promedio o de largo plazo en cuencas altiplánicas cerradas y en estado virgen, es cuantificando las descargas producidas por evaporación. De esta forma, una vez que se obtiene la curva de evaporación en función de la profundidad de la napa y se han clasificado los tipos de suelo existentes en una cuenca, es necesario determinar la profundidad de las aguas subterráneas y áreas representativas para cada profundidad.

El caudal evaporado desde una cuenca y por lo tanto su recarga se determina como:

$$Q = 11,574 \cdot \sum_j \sum_i (EV_{ij} \cdot A_{ij}) \quad (3.26)$$

donde:

Q es el caudal evaporado desde el suelo ($L \cdot s^{-1}$).

EV es la evaporación ($mm \cdot d^{-1}$) para una profundidad (i) y tipo de suelo (j).

A corresponde al área (km^2) representativa de dicha profundidad (i) y suelo (j).

11,574 es una constante de conversión de unidades.

La precisión del valor obtenido para la recarga dependerá en forma directa de la exactitud y calidad de las estimaciones de evaporación que se disponga además de la cantidad y grado de distribución de las medidas de la profundidad de la napa con que se cuente (Scanlon & Richard, 2002), por lo tanto la selección de una apropiada metodología de estimación para la evaporación será de suma trascendencia.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

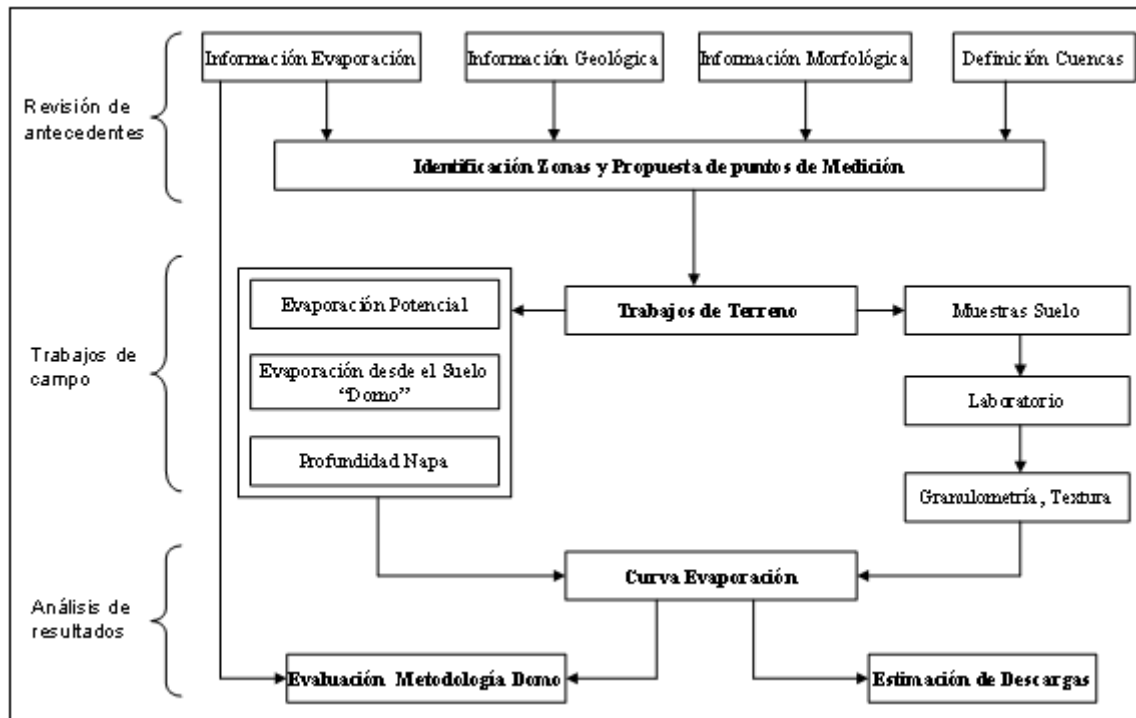
En la presente sección se detallan las metodologías de medición de evaporación desde las aguas subterráneas y desde superficies libres implementadas en terreno y los materiales utilizados. Se incluye además una descripción de los distintos análisis y ensayos de laboratorio efectuados a los suelos muestreados. Finalmente, se presenta un breve resumen de las tres campañas de campo efectuadas.

4.1. Metodología de trabajo

Las investigaciones en terreno se llevaron a cabo con el propósito de caracterizar las descargas por evaporación en seis cuencas altiplánicas previamente seleccionadas. La Figura 4-1 presenta un diagrama con la metodología desarrollada para cumplir los objetivos planteados en el estudio.

El trabajo efectuado puede diferenciarse en tres etapas principales. Durante la primera etapa se realizó una completa revisión de los antecedentes disponibles sobre la zona de estudio, cuyo principal objetivo fue la identificación de zonas y puntos de medición definidos como candidatos a ser evaluados en terreno. La segunda etapa correspondió a la determinación de las tasas diarias de evaporación en terreno y el análisis de los suelos existentes en las zonas de medición, lo que dio como resultado tasas puntuales de evaporación asociadas a distintas profundidades del nivel freático y tipos de suelo. En la tercera etapa se analizaron e interpretaron los resultados obtenidos en terreno y se incorporó la información recopilada en literatura con el objetivo de generar curvas de evaporación, evaluar el comportamiento de la metodología del domo en cuencas cerradas de altura y determinar las descargas por evaporación en 2 cuencas representativas del altiplano chileno. A continuación se describen las principales labores asociadas a cada una de las etapas definidas.

Figura 4-1: Diagrama de flujo de la metodología general.



4.1.1. Revisión de antecedentes y planificación de actividades

Para facilitar y optimizar las labores a realizar durante los trabajos de campo, se efectuaron estudios previos orientados a la determinación de zonas y puntos tentativos de medición. El procedimiento empleado consistió en determinar y delimitar las cuencas que serían estudiadas, identificar los sectores que cuentan con estimaciones previas de evaporación desde los suelos, definir zonas de evaporación al interior de cada una de las cuencas seleccionadas e identificar los puntos tentativos donde serían llevadas a cabo las mediciones.

Las cuencas seleccionadas se definieron de acuerdo a su valoración medioambiental, a la demanda por recursos hídricos comprometida y proyectada, además de la cantidad y calidad de la información disponible. Por su parte, la delimitación de las cuencas y la determinación de sus principales características físicas se llevaron a cabo mediante el análisis de Modelos de Elevación Digital (DEM), coberturas geográficas digitales de la Dirección General de Aguas (DGA), imágenes satelitales y otros estudios disponibles.

Con el fin de comparar los resultados de evaporación obtenidos con la metodología del domo, se identificaron todos los sectores que poseen información de evaporación desde napas freáticas en las seis cuencas de estudio.

Posteriormente, se identificaron afloramientos o sectores próximos a éstos y que de acuerdo con la información de niveles disponible, presentarían napas freáticas someras (salares, lagunas y cauces permanentes). De esta forma se establecieron las áreas desde donde se producen descargas por evaporación desde las aguas

subterráneas. Usando mapas geológicos, mapas hidrogeológicos e imágenes satelitales Landsat, se establecieron sectores con suelos de características similares y se establecieron zonas de medición candidatas a ser evaluadas en terreno.

Se revisó la información topográfica, morfológica y de niveles del agua subterránea disponible para determinar los puntos tentativos de medición. Estos puntos se confirmaron o modificaron de acuerdo a la inspección visual llevada a cabo en terreno, a la utilización de GPS y a perforaciones realizadas con barrenos. Algunos criterios básicos para la elección de los sitios de monitoreo fueron los siguientes:

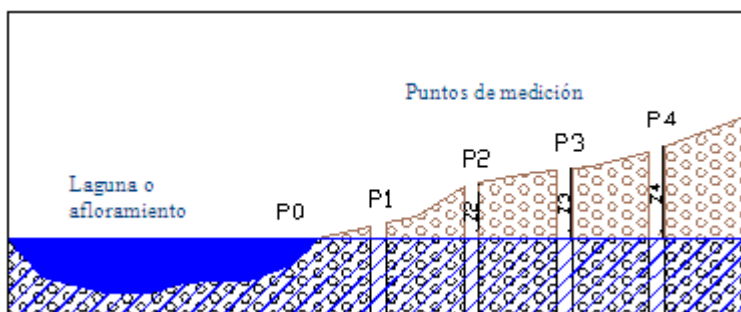
Superficie del suelo debe estar poco o nulamente alterada, de manera que la medición sea representativa de los suelos existentes en la zona de estudio.

Superficie del suelo dentro del domo debe ser relativamente horizontal, de esta forma se tendrán variaciones pequeñas en la profundidad del acuífero en cada punto de medición, aumentando la precisión de los resultados obtenidos.

Debe existir acceso vehicular hasta los sitios de medición, dado que se requiere energía eléctrica y el traslado de equipos pesados.

En síntesis, el procedimiento general empleado consistió en definir cinco puntos de medición por zona, los que fueron ubicados en forma perpendicular a algún afloramiento identificado. De estos cinco puntos, cuatro corresponden a estimaciones de evaporación desde aguas subterráneas, mientras que el último (situado en el afloramiento) fue utilizado para determinar el flujo de evaporación desde superficies libres. La Figura 4-2 presenta un esquema explicativo del procedimiento adoptado en la mayoría de las zonas estudiadas. Como es de esperar, sujeto a las características topográficas del terreno, la profundidad de la napa aumentará a medida que la distancia al afloramiento también lo haga. De esta forma se obtendrán tasas de evaporación asociadas a distintas profundidades del nivel freático.

Figura 4-2: Definición de puntos de medición.



4.1.2. Trabajos de Campo

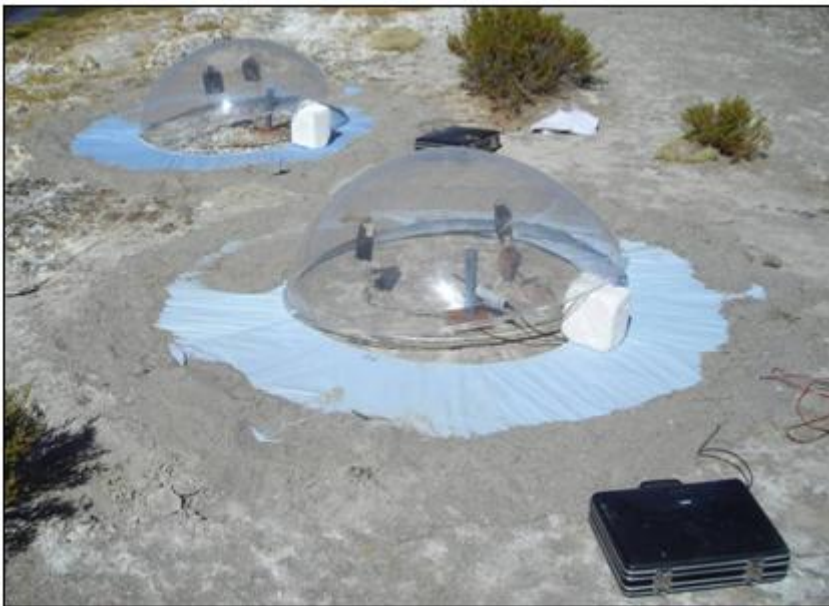
Durante las campañas de terreno se estimaron flujos de evaporación desde superficies de agua libre y desde aguas subterráneas. En el primer caso se utilizaron tanques evaporímetros estándar o tanques construidos en terreno. Por su parte, las

estimaciones de evaporación desde los suelos fueron realizadas mediante la metodología del domo, donde también se extrajeron muestras de suelo, las que fueron analizadas en laboratorio.

4.1.2.1. Materiales

Los materiales utilizados pueden dividirse en aquellos que componen el domo o están relacionados con su implementación (Figura 4-3) y los utilizados en otras actividades, como las mediciones de evaporación superficial, muestreo de aguas o determinación de la profundidad de la napa. A continuación se presenta el listado de los materiales utilizados durante las labores de campo.

Figura 4-3: Equipamiento de los domos.



a) Domo

Para las mediciones de evaporación desde los suelos se utilizaron los siguientes materiales:

Domos: dos cámaras de acrílico de 4 mm de espesor, denominados domo1 y domo2. Las cámaras tienen forma semiesférica con radios de 0,6 m y 0,625 m y volúmenes de 0,302 m³ y 0,343 m³, respectivamente.

Sensores: dos sensores para medición de humedad relativa y temperatura modelo Vaisala HMP75. Estos sensores pueden registrar ambas variables con un intervalo mínimo de un segundo, y almacenar bajo esta configuración hasta 15 min de información. En terreno cada sensor fue asignado a un domo específico.

Ventiladores: cuatro ventiladores (2 por cámara) Commonwealth de 12 Volts, con capacidad máxima de ventilación de $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Para el funcionamiento de los ventiladores se utilizaron dos baterías de 12 V y 7,2 A y dos reguladores de voltaje RS Components, con rango de regulación continuo entre 0 y 12 V. Cables de cobre para conexión de sistema.

Varios: dos faldones impermeables resistentes al viento. Dos tubos de PVC de 1" de diámetro y 0,3 m de altura, utilizados para ubicar los sensores dentro de los domos. Anemómetro CFM. Dos cobertores de Nylon de 4x4 m. Cronómetro.

b) Otros materiales

Tanques evaporímetros, bidón plástico de 60 L, Probeta graduada de 1 L, bidón de 5 L para medir evaporación superficial.

Set de barrenos Eijkelkamp de 7 cm de diámetro y profundidad máxima de 7,5 m, pozómetro Herón instruments modelo Dipper-T con rango de precisión de 0,001 m, tubos de PVC, pala, chuzo, bolsas nylon, para medir profundidad del nivel freático y muestreo suelos.

Dos hidrómetros estándar para medir densidad, con rango de medición entre 1.000 y 1.200 $\text{g} \cdot \text{L}^{-1}$, conductímetro Hatch modelo Sension 5 y medidor de Ph TPS modelo WP-81.

4.1.2.2. Tasa de evaporación superficial

El procedimiento para estimar la tasa de evaporación superficial consistió en establecer un punto de medición ubicado en el interior o en la vecindad de algún afloramiento próximo a los puntos de monitoreo de aguas subterráneas. Ambas actividades se realizaron de manera simultánea, con iguales condiciones meteorológicas y con aguas de características químicas similares. Durante las campañas de terreno se monitorearon las tasas de evaporación superficial en 9 de las 12 zonas definidas.

Dependiendo de la información existente y de las instalaciones disponibles en los distintos sectores estudiados, la tasa de evaporación desde superficies de agua libre fue determinada en base a uno de los siguientes procedimientos y/o al complemento de dos de ellos:

Recopilación y estudio de información histórica disponible. La información corresponde a mediciones de evaporación de tanque realizadas durante las últimas décadas por la Dirección General de Aguas. En caso de disponer de mediciones directas en terreno, éstas fueron contrastadas con la estadística analizada.

Cuantificación de la evaporación potencial utilizando tanques evaporímetros estándar Clase A.

Construcción in situ de tanques evaporímetros plásticos, instalados al interior de afloramientos o lagunas.

a) Información histórica

Se analizó la estadística sobre evaporación disponible en las cuencas altiplánicas y en zonas cercanas. La información ha sido en su mayoría recopilada de estaciones meteorológicas de la Dirección General de Aguas, además de entidades privadas que cuentan con registros en la zona. Las tasas medias de evaporación estimadas fueron utilizadas para validar las mediciones realizadas durante las labores de terreno o para contar con información en zonas en que no fue posible cuantificarla directamente.

Usando la información recopilada se construyeron curvas de evaporación de tanque en función de la altitud para las tres primeras regiones del país, considerando todas las estaciones disponibles con un registro mínimo de 8 años. A partir de este tratamiento se determinó la evaporación de tanque histórica en las 16 zonas donde se cuantificó la evaporación desde el suelo. Mediante las curvas construidas se estimaron gradientes de evaporación en función de la altura tanto a nivel regional como para la zona altiplánica. Para el caso del gradiente en el altiplano se consideró el ajuste lineal de las estaciones ubicadas por sobre los 3.000 metros de altitud.

Para obtener la evaporación potencial en los sectores de interés usando la información histórica, se interpolaron o extrapolaron los datos de las estaciones ubicadas en las cercanías de la zona de estudio de acuerdo a los gradientes regionales determinados.

b) Mediciones realizadas en tanques evaporímetros estándar Clase A

La segunda metodología de cuantificación correspondió a la utilización de tanques evaporímetros Clase A existentes en algunas de las cuencas estudiadas, los que no estaban siendo utilizados a la fecha de realización de las campañas de terreno. El procedimiento de medición empleado fue similar al presentado en la sección 3.2.1. Los tanques evaporímetros se rellenaron hasta una altura de referencia conocida, en ciclos de 24 horas. La tasa de evaporación superficial diaria se determinó de acuerdo al volumen de agua adicionada para alcanzar el nivel de referencia, utilizando una probeta graduada. Para corregir los valores medidos y obtener la evaporación desde lagunas, se adoptaron los coeficientes de tanque reportados por los organismos que instalaron y realizaron mediciones en ellos. El agua utilizada fue tomada desde afloramientos cercanos, por lo que no se realizaron correcciones posteriores por salinidad.

Durante los trabajos de campo se utilizaron dos tanques Clase A, uno de ellos ubicado en la cuenca de la laguna Tuyajto y el otro en la hoya del salar del Laco. Si bien en el salar del Huasco existen dispositivos de este tipo, no fue posible emplearlos, ya que se encuentran actualmente en funcionamiento y sus registros son de carácter privado.

c) Mediciones realizadas en tanques evaporímetros construidos

En las zonas de medición que no cuentan con tanques evaporímetros se utilizaron tanques construidos en terreno. Estos tanques fueron semisumergidos (tanques flotantes) en afloramientos, lagunas o cauces cercanos a los lugares de medición de

evaporación desde el suelo. El agua utilizada se obtuvo desde afloramientos cercanos, por lo que no se realizaron correcciones por salinidad. El procedimiento de medición fue análogo al implementado en los tanques evaporímetros estándar.

Los tanques fueron contruidos a partir de bidones cilíndricos de 60 L, con un diámetro de 39,5 cm, los que fueron modificados dependiendo de las características del afloramiento en que serían instalados. Para evitar pérdidas producto del viento, se consideró una altura de revancha mínima de 7 cm. Debido a que los afloramientos presentan fluctuaciones en su nivel a lo largo del día y con el fin de asegurar la estabilidad de los tanques, su altura de llenado fue alrededor de 5 cm superior al nivel del afloramiento o laguna en el momento de instalación. Previo a esto, los tanques fueron graduados en su interior a intervalos regulares de 1 mm. La Figura 4-4 enseña una imagen representativa del instrumental empleado para estimar la evaporación superficial en cuencas sin tanques evaporímetros estándar. Durante las mediciones de evaporación superficial realizadas en terreno, se registró la densidad de las aguas utilizadas, mediante densímetros de rango variable. Luego se comparó en forma indirecta la salinidad de los afloramientos con la de las napas freáticas someras desde las que se determinó la evaporación.

Figura 4-4: Sistema de medición implementado para la estimación de la evaporación superficial en cuencas sin evaporímetros.



Fuente: [Dictuc, 2007]

4.1.2.3. Medición de la tasa de evaporación desde el suelo

La metodología de estimación de evaporación desde napas freáticas someras empleada en terreno puede resumirse en los siguientes pasos:

Preparación de equipos: instalación de ventiladores, sensores, reguladores de voltaje y faldón, limpieza de las paredes de los domos y acondicionamiento del lugar de medición.



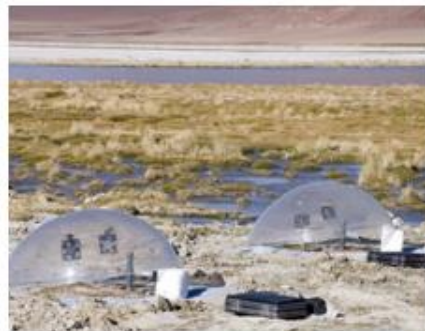
Ventilación domo: se ventiló el interior del domo en forma previa a cada medición. Durante este proceso deben activarse y regularse los ventiladores. El proceso de ventilación debe continuar hasta registrar una tasa de densidad de vapor de aire relativamente constante, intentando posicionar el domo de la forma más expuesta al entorno posible.



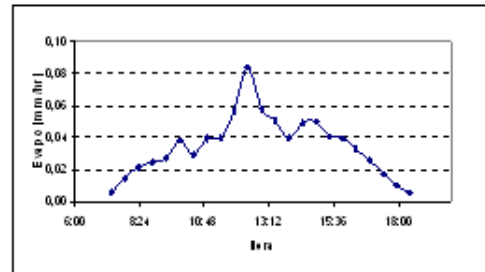
Medición instantánea: una vez ventilado, el domo se dispone sobre la superficie del terreno y se inicia el registro. Cada medición puntual fue desarrollada durante al menos 2,5 min. Se utilizaron dos domos en forma simultánea con el objetivo de comparar mediciones realizadas bajo las mismas condiciones y para obtener dos estimaciones en cada día de medición.



Repeticiones: las mediciones instantáneas fueron realizadas con un intervalo de 30 min. El proceso de medición, utilizando dos domos en forma simultánea, toma alrededor de 10 min. En el período transcurrido entre mediciones, los domos fueron levantados desde uno de sus extremos.



Evaporación diaria: al graficar e integrar todas las mediciones realizadas a lo largo del día, se determinaron las tasas diarias de evaporación para cada punto de medición.



Profundidad de la napa: en forma simultánea a las mediciones de evaporación, se determinó la profundidad del nivel freático asociado a cada punto de medición.



a) Procedimiento de medición

Siguiendo la metodología expuesta en el Apartado 3.2.2.1, se realizaron mediciones de evaporación en 49 puntos, abarcando 12 zonas de muestreo en seis cuencas endorreicas del altiplano chileno.

En terreno se utilizaron dos domos en forma simultánea, completando dos puntos en cada día de trabajo. Las jornadas se planificaron para cubrir todo el intervalo horario en que hay evaporación desde la napa. En algunos casos se hizo hasta que las tasas registradas fueran lo suficientemente bajas para realizar aproximaciones razonables. Usualmente en regiones áridas, la evaporación es cercana a cero poco después de la puesta de sol y se mantiene muy baja hasta su salida, por lo que al asumir una evaporación nula durante ese período se incurre en errores mínimos en los resultados diarios totales (Stannard, 1988).

La Tabla 4-1 presenta un resumen con las principales características de los domos utilizados durante las labores de terreno. La tercera columna de la tabla, denominada volumen de medición, corresponde al volumen total del domo descontando el volumen de los accesorios que se instalan en su interior (ventiladores, sensor y soportes). Este fue el volumen utilizado para estimar las tasas de evaporación durante las mediciones en terreno. Para el caso del volumen de calibración deben descontarse además los volúmenes de la balanza y del recipiente de evaporación.

Tabla 4-1: Características domos empleados

Domo	Vol. Total (m ³)	Vol. medición (m ³)	Vol. Calibr. (m ³)	Area (m ²)	Espesor(mm)
D1	0,3022	0,3005	0,2967	1,1310	4
D2	0,3427	0,3410	0,3373	1,2272	4

Cada medida de terreno consistió en el registro de la variación de la humedad relativa y la temperatura al interior de la cúpula de acrílico, durante un intervalo de 2,5 min, mediante la utilización de un sensor modelo *Vaisala HMP75*, el cual permite medir el rango de temperaturas comprendido entre -20 y 60°C y humedades desde 0 hasta 100%. A lo largo del día, las mediciones se realizaron cada 30 min como máximo, lo que permite representar en forma adecuada la evolución diaria del fenómeno. De esta forma, durante el estudio se llevaron a cabo más de 1.000 mediciones instantáneas para la evaporación desde los suelos.

Drante el tiempo comprendido entre mediciones, el domo se mantuvo en el lugar de medición, con uno de sus extremos levantado alrededor de 30 cm para permitir la circulación de aire en su interior. Adicionalmente, en forma previa a cada proceso de medición, se levantó completamente, a unos 1,5 m de la superficie del terreno, durante un período mínimo de 1 minuto. Una vez comenzado el proceso de ventilación, la densidad de vapor de aire disminuirá rápidamente durante los primeros segundos, alcanzando posteriormente un valor relativamente estable, momento a partir del cual es posible comenzar la medición.

Es de suma importancia considerar durante las mediciones el aislamiento del volumen de control, evitando que entre aire desde el exterior. Para esto se instalaron faldones impermeables y resistentes al viento, de 50 cm de ancho (ver Figura 4-3). Además de impedir el ingreso de aire desde afuera, el faldón impide la fuga de vapor desde el domo, permitiendo obtener resultados representativos de la realidad.

Las condiciones eólicas durante los trabajos de campo presentaron características similares en todas las zonas, registrándose bajas velocidades durante las primeras horas del día y experimentando un brusco cambio alrededor del mediodía, cuando el viento comienza a manifestarse en forma de ráfagas de gran intensidad y frecuencia, alcanzando velocidades del orden de $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, condiciones que se mantienen hasta aproximadamente una hora después de la puesta del sol. Debido a este comportamiento, los ventiladores al interior del domo se operaron a una velocidad mínima recomendada entre $0,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ y $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ durante la mañana y a su potencia máxima ($5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ aproximadamente) durante la tarde. La velocidad del viento, tanto dentro como fuera del domo, se midió con un anemómetro digital, a intervalos regulares durante el día. La velocidad de viento mínima en el interior de la cúpula tiene como objetivo homogeneizar el aire allí presente, evitando la generación de estratificaciones con diferente contenido de humedad.

La velocidad de rotación de los ventiladores se controló con reguladores de voltaje sobre baterías de 12 V, desde los que se ajustó la corriente para generar la velocidad de viento requerida.

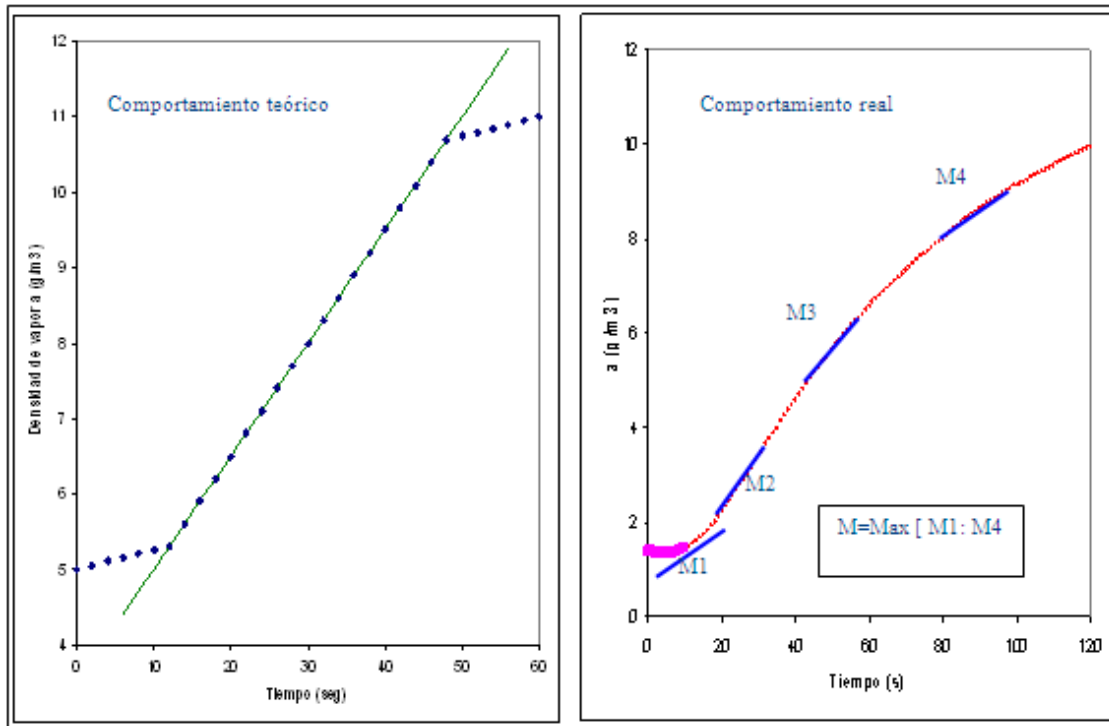
Para evitar que las mediciones de evaporación de la napa se vieran afectadas por el incremento de la humedad del suelo producida durante la noche, los puntos de monitoreo programados para el día siguiente se cubrieron con nylon a partir de las 18:30 h. De esta forma, es posible asegurar que los flujos medidos durante las primeras horas de la mañana realmente provienen del acuífero.

En orden de hacer posible la comparación de resultados, durante los trabajos de campo se llevó un control cualitativo de la nubosidad. Dependiendo de las diferencias observadas en los distintos días de medición destinados a una zona, los resultados pueden ser reinterpretados e incluso descartados.

De acuerdo a consideraciones teóricas, la determinación de la tasa de evaporación mediante la metodología del domo debe ser calculada considerando el tramo de pendiente constante de la curva de evolución de la densidad de vapor de agua en el tiempo. En la práctica, esta curva no presenta una marcada sección de pendiente constante, por el contrario, su comportamiento podría dividirse en 3 etapas. Durante los primeros segundos de medición se presenta un leve o nulo incremento en la densidad de vapor de agua. Luego, en un segundo tramo, comienza un acentuado incremento en la pendiente de la curva, después de llegar a su valor máximo, ésta disminuye paulatinamente debido al aumento en el contenido de humedad del aire existente al interior del domo y por lo tanto, a una disminución en el déficit higrométrico. Finalmente, cuando el aire al interior del domo ha alcanzado el nivel de saturación, la densidad de agua permanece constante y el flujo de vapor aún existente se condensa en las paredes de la cúpula y el suelo.

En la Figura 4-5 se presenta un gráfico comparativo entre el comportamiento teórico y la evolución real de la densidad de vapor de agua al interior del domo. Debido a este comportamiento, para cada estimación puntual, la tasa de cambio de la densidad de vapor de agua en el domo (M) fue determinada como el valor máximo del ajuste lineal móvil de 10 puntos, entre la densidad de vapor y el tiempo. Al posicionar el domo sobre el suelo, los ventiladores pueden generar una alteración en las condiciones de estabilidad en las que se encuentra el suelo y por consiguiente el sensor. Para evitar que los resultados se vean afectados por lecturas erróneas del sensor, los primeros 5 s de cada medición no fueron considerados.

Figura 4-5: Comparación evolución de densidad de vapor teórica y real.



La tasa de evaporación diaria en cada punto de medición, fue obtenida integrando las estimaciones puntuales realizadas a lo largo del día. Generalmente, la curva de evaporación obtenida no comienza ni termina con tasas instantáneas iguales a cero, por lo tanto, para no subestimar la evaporación real producida, las curvas diarias fueron extrapoladas siguiendo la tendencia de los primeros y los últimos puntos medidos en el día, hasta llegar a tasas nulas.

Para determinar la profundidad de la napa y tomar muestras de agua, en los puntos de medición se construyeron punteras de 7 cm de diámetro, perforadas con barrenos. La distancia máxima de las punteras al punto donde se situó el domo fue de 1 m. Debido a las fluctuaciones en el nivel freático a lo largo del día, principalmente cuando la napa se encuentra a escasa profundidad, éste se registró a intervalos regulares, adoptando el valor promedio de los valores a lo largo del día. Adicionalmente, con el objetivo de evitar errores de estimación producidos por la heterogeneidad del terreno, se realizaron al menos dos perforaciones por punto de medición, las que fueron ubicadas en extremos opuestos del domo. En el caso de puntos de medición de evaporación cercanos a pozos de exploración o bombeo, no se realizaron perforaciones, ya que las profundidades fueron determinadas directamente desde éstos.

b) Calibración domo

En el marco del presente estudio, se realizaron dos procesos de calibración en laboratorio, uno previo a la primera campaña (II Región) y otro previo a la segunda (III Región). Durante cada uno de ellos se obtuvieron factores de ajuste para los dos domos utilizados en terreno. La reiteración del proceso permite corregir posibles

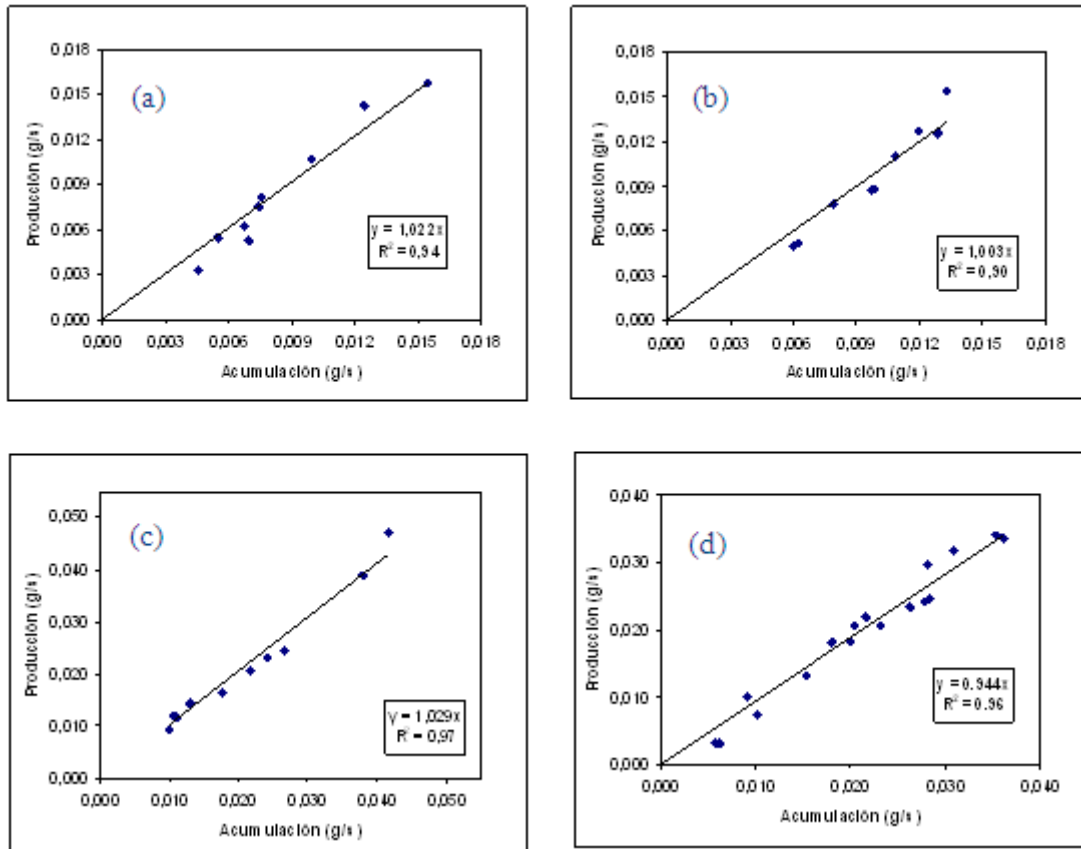
errores producidos por cambios en la superficie interna del domo y en el nivel de precisión de los sensores. Estos últimos tuvieron mantención del proveedor entre las 2 últimas campañas.

Las calibraciones se realizaron en laboratorio sobre una superficie plana y previamente aislada. Dentro del domo se instaló una balanza electrónica conectada a un procesador y sobre ella se dispuso un recipiente de agua al que se aplicó calor con un termostato. La balanza se utilizó para determinar la evaporación que ocurre desde el recipiente de agua, a través de su pérdida de masa. En forma simultánea a la medición con la balanza se realizó la medición de humedad relativa y temperatura mediante el sensor instalado al interior del domo. Una vez dispuesto el domo sobre la superficie, se registraron los valores con ambos métodos por un período de 3 min.

Se realizaron pruebas variando la velocidad del viento (ventiladores) y la temperatura del agua en el recipiente (reguladores de voltaje). Se trabajó con tasas de evaporación entre 0,5 y 2,5 $mm \cdot d^{-1}$, similares a las observadas en terreno en estudios anteriores. Con el fin de asegurar un ajuste representativo de los factores de calibración, se estableció un mínimo de 8 repeticiones para cada caso y se exigió un coeficiente de determinación para la regresión de al menos 0,85. La determinación del factor de calibración (C) para cada una de las mediciones realizadas se hizo en base al protocolo descrito en el apartado 3.2.2.1 b).

La Figura 4-6 muestra los resultados gráficos de los procesos de calibración realizados. Como puede observarse el coeficiente de determinación siempre fue superior al mínimo estadístico establecido. Además, no se detecta la presencia de puntos que se alejen de las líneas de tendencia obtenidas en cada caso.

Figura 4-6: Curvas de calibración (acumulación sensor vs. producción en balanza de precisión). a) domo 1 campaña 2, b) domo 2 campaña 2, c) domo 1 campaña 1 y d) domo 2 campaña 1.



Previo a la primera campaña se obtuvieron factores de calibración de 1,029 y 0,944 para los domos 1 y 2 respectivamente. Los factores de calibración previos a la segunda campaña fueron 1,022 para el domo 1 y 1,003 para el domo 2. En el Anexo A se presentan los gráficos correspondientes a cada una de las mediciones realizadas en los procesos de calibración.

4.1.2.4. Muestreo de aguas y análisis de suelos

Para conocer las principales características fisicoquímicas de las aguas evaporadas en las distintas zonas de medición, se efectuaron muestreos en gran parte de los puntos de medición. De esta forma fue posible comparar las aguas utilizadas en la determinación de las tasas de evaporación superficial, de las aguas evaporadas desde el acuífero y por lo tanto evaluar la necesidad de aplicar factores de corrección por salinidad.

Las muestras de agua se obtuvieron con mangueras y se mantuvieron en reposo durante al menos una hora, para lograr la sedimentación del material particulado y evitar distorsiones en las mediciones. En todas las muestras extraídas se les determinó la densidad y en algunos casos la temperatura y conductividad. Debido a la profundidad de las napas y a la baja estabilidad en las paredes de algunas perforaciones, no fue posible obtener muestra de todos los puntos.

En forma conjunta a las estimaciones de evaporación desde el agua subterránea, en cada punto estudiado se clasificó el estrato superficial del suelo de acuerdo a su composición (con costra salina o sin costra) y litología de superficie (arena, limo o arcilla). Esto para poder relacionar la tasa de evaporación con el tipo de suelo en el que ésta se produce. Las muestras, correspondientes al material extraído con barreno para determinar la profundidad de la napa, fueron analizadas en laboratorio para establecer su composición granulométrica y clasificación textural. De éstas se almacenó una mezcla de suelo representativa de todo el horizonte comprendido entre la superficie del suelo y la zona saturada. Como regla general, se recogieron muestras de suelo de unos 3 kg.

El estudio de suelos fue encomendado a DICTUC S.A., Área de Ingeniería Geotécnica. Se realizaron los siguientes análisis a un total de 49 muestras:

Granulometría por tamizado según "Manual de Carreteras LNV 105-86" (MOP, 2002). Permite conocer la distribución del tamaño de granos en una muestra de suelo. Mediante el tamizado de la muestra se determina el porcentaje que posee un diámetro característico. El rango en que opera esta metodología comprende desde gravas hasta partículas con un diámetro mínimo de 0,075 mm (arenas muy finas). Este ensayo fue aplicado a todas las muestras.

Granulometría por sedimentación según norma "ASTM D422". Permite complementar el análisis granulométrico en muestras que poseen un alto contenido de material fino. El ensayo consiste en determinar el tamaño de los granos pertenecientes a una muestra de acuerdo a la velocidad con que estos sedimentan en un medio acuoso. Este ensayo fue realizado a todas las muestras tomadas en la II Región, que según el análisis por tamizado presentaron un porcentaje de granos finos (con un tamaño menor a 0,075 mm) mayor al 15%. En las regiones I y III, el criterio de selección fue de carácter visual y por tacto. Como resultado, el análisis por sedimentación se realizó a un total de 20 muestras, de las cuales 4 correspondieron a la I Región y 16 a las regiones II y III (8 en cada una de ellas).

Sales solubles según "Manual de Carreteras, Volumen 8, sección 8.202.14" (MOP, 2002). Este ensayo permite cuantificar y eliminar el contenido de sales solubles que se encuentra adherido a un suelo. A modo de obtener una estimación general del máximo contenido existente en los suelos de la zona de estudio, el ensayo fue aplicado a las dos muestras tomadas en la II Región que visualmente presentaron un mayor contenido de sales.

En el Anexo B se presenta el detalle de los resultados obtenidos para los tres tipos de análisis realizados. Los resultados revelaron un alto contenido de sales solubles y suelos relativamente gruesos en cuanto a su composición granulométrica.

4.1.3. Análisis de resultados

Considerando la información de evaporación desde superficies libres, evaporación desde los suelos y la profundidad del nivel freático obtenida para cada punto de medición, se construyeron curvas de evaporación en función de la profundidad de saturación a escala regional (una curva representativa de todas las mediciones

realizadas en cada Región). Estas curvas fueron ajustadas de acuerdo a los modelos propuestos en el apartado 3.3.

Para evaluar la metodología del domo, los resultados obtenidos (estimaciones puntuales y curvas de evaporación) fueron comparados con mediciones realizadas en lisímetros y microlisímetros preexistentes en las cuencas de la laguna Tuyajto (Geoaguas Consultores, 2007), salar de Aguas Calientes 2 (Ugarte, 2007) y salar del Huasco (Collahuasi-GP Consultores, 2008). En la cuenca del salar del Huasco se contó con información de 12 lisímetros de carga constante, mientras que en Aguas Calientes 2 se dispuso de 18 mediciones realizadas con lisímetros de carga variable. Por su parte, en Tuyajto se utilizó la información proporcionada por 5 microlisímetros y 3 lisímetros de carga variable.

Adicionalmente se realizaron experiencias en laboratorio con el fin de determinar los rangos mínimos de evaporación factibles de ser registrados en forma confiable mediante la metodología del domo.

Utilizando toda la información de evaporación desde los suelos existente en cuencas cerradas de altura, se trazaron curvas de evaporación promedio para toda la franja altiplánica, estableciendo rangos probables de evaporación en función de la profundidad de saturación.

Con el fin de independizar las mediciones de la demanda evaporativa atmosférica existente durante los días de medición y por lo tanto de la marcada estacionalidad del fenómeno, las curvas construidas fueron normalizadas en función de la evaporación desde superficies libres.

Se evaluaron las descargas por evaporación en las cuencas del salar del Huasco y salar de Pedernales según la metodología expuesta en el apartado 3.5. Para el análisis se consideraron las curvas de evaporación determinadas para la I y II Región respectivamente y las curvas promedio representativas de la franja altiplánica. Las áreas asociadas a las distintas bandas de isoprofundidad fueron determinadas utilizando la información de niveles disponible y realizando una interpolación mediante el programa computacional Surfer 8. El área de las lagunas fue determinada en base a la digitalización e interpretación de imágenes satelitales.

4.2. Minutas de terreno

Con el fin de realizar el levantamiento de información de evaporación desde suelos, durante el estudio se llevaron a cabo tres campañas de terreno, las que fueron organizadas y ejecutadas según Región administrativa y más específicamente según Sistema Piloto seleccionado. En la presente sección se describen las principales actividades realizadas durante las tres campañas de terreno efectuadas durante el estudio.

Las distintas zonas de medición fueron definidas intentando caracterizar la mayor cantidad de tipos de suelo y profundidades del nivel freático, buscando zonas cercanas a afloramientos o lagunas.

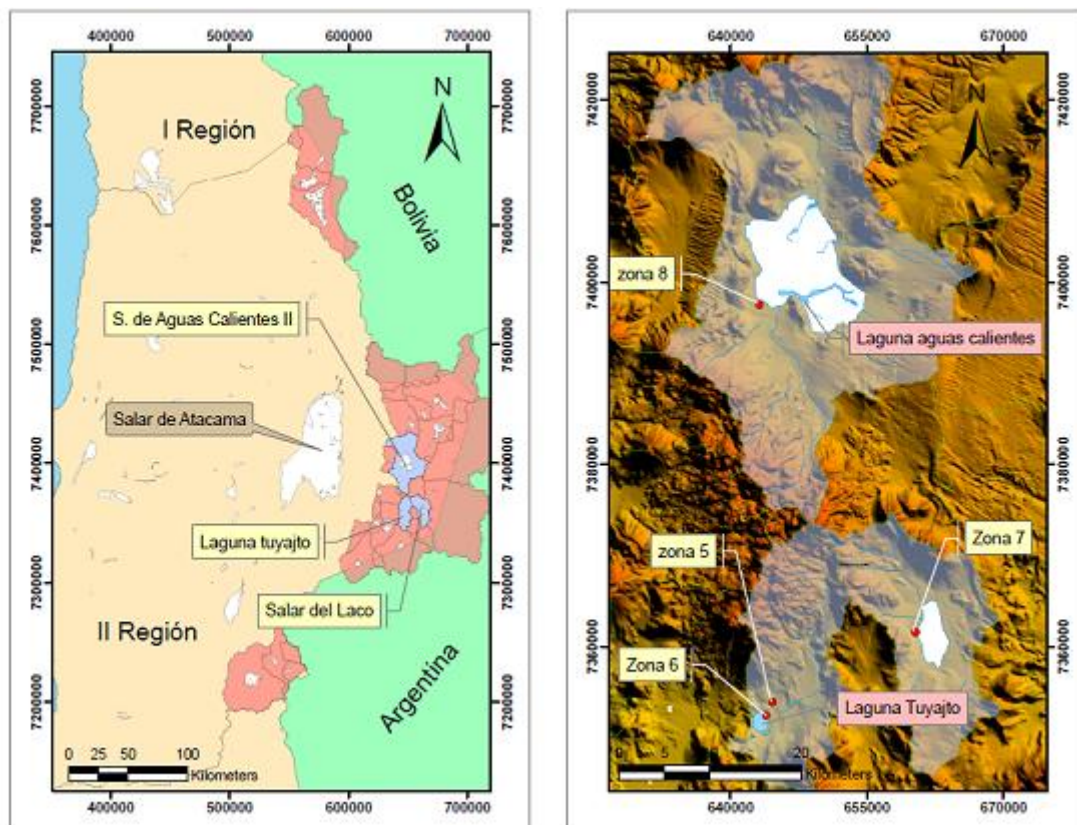
4.2.1. Primera campaña: II Región de Antofagasta

La primera campaña, desarrollada durante el mes de diciembre de 2007, fue realizada en la II Región del país, abarcando las cuencas de la laguna Tuyajto, salar del Laco y salar de Aguas Calientes 2. El campamento base se estableció en el control fronterizo Avanzada el Laco, al interior de las dependencias del Servicio Agrícola y Ganadero.

El trabajo en terreno contó con un primer día de reconocimiento y definición de los sectores donde se realizarían las mediciones, más nueve días para el monitoreo y toma de muestras. Se efectuaron estimaciones de evaporación desde el acuífero en dieciséis sitios, los que fueron organizados en cuatro zonas de medición, con igual número de puntos en cada zona.

Como se observa en la Figura 4-7, dos de las zonas (8 puntos) se ubican en la cuenca de la laguna Tuyajto, una en el salar del Laco (4 puntos) y una en la cuenca del salar de Aguas Calientes 2 (4 puntos). En todos los casos estudiados, los puntos de muestreo fueron ubicados al interior o en las cercanías de salares y lagunas principales. Adicionalmente, se determinó la tasa de evaporación de tanque en 3 puntos ubicados en las zonas 6, 7 y 8 y se realizaron análisis granulométricos a las muestras de suelo recopiladas desde los 16 puntos de medición.

Figura 4-7: Ubicación zonas de medición de evaporación II Región.



Cabe señalar que en la cuenca de Tuyajto se encuentran tres lisímetros de carga variable implementados por la empresa Geoaguas Consultores. Con el objetivo de comparar las mediciones efectuadas por ambos métodos, las dos zonas de medición en esta cuenca fueron ubicadas en las inmediaciones de los lisímetros preexistentes.

4.2.2. Segunda campaña: III Región de Atacama

La segunda campaña se llevó a cabo durante el mes de marzo de 2008 y fue realizada en la III Región de Atacama. En este caso se realizaron estimaciones de evaporación desde el suelo en 17 puntos pertenecientes a las cuencas de los salares de Pedernales y Maricunga (Figura 4-8). En ambas cuencas se seleccionaron dos zonas de medición, una ubicada sobre superficie de salar y otra en las cercanías de ríos o lagunas.

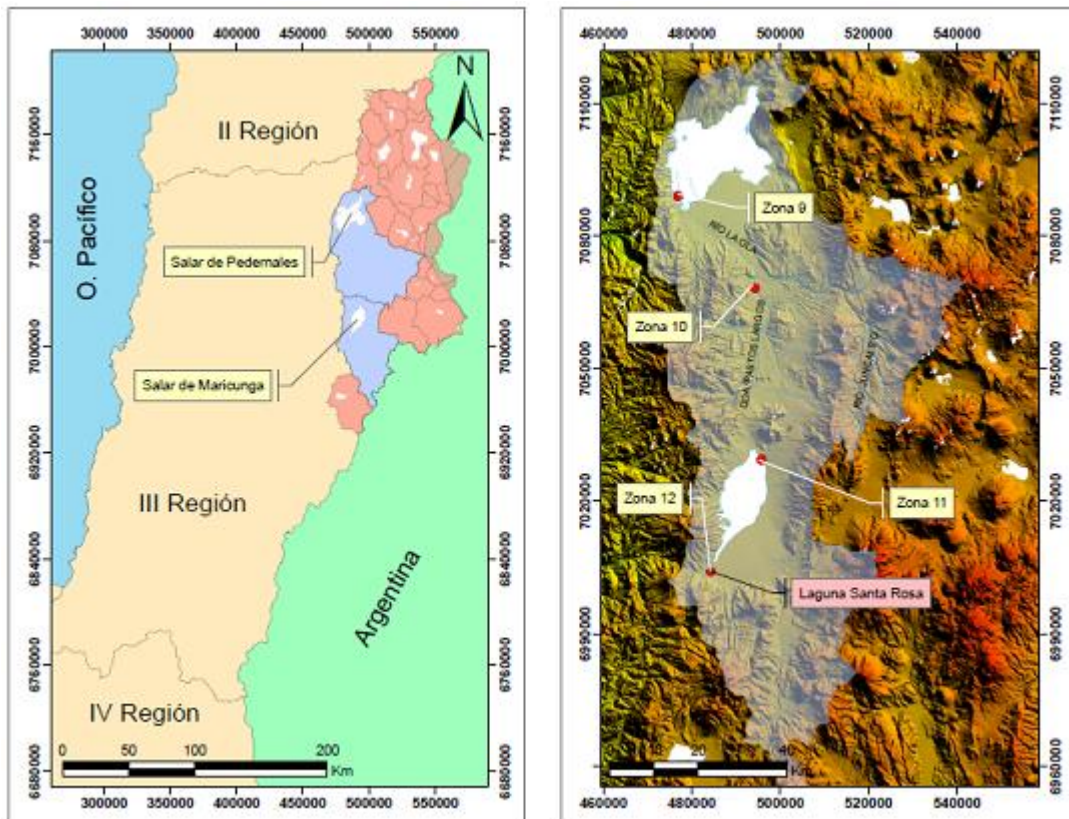
Para el caso de la hoya de Pedernales, se llevaron a cabo estimaciones en 4 puntos ubicados sobre el sector oeste del salar y cuatro en la ribera oriental del río La Ola, algunos kilómetros aguas arriba del tranque de almacenamiento construido por CODELCO.

En la cuenca de Maricunga se realizaron mediciones en 5 puntos situados en el margen noreste del salar y cuatro en el sector sur, a orillas de la laguna Santa Rosa, perteneciente al Parque Nacional Nevado Tres Cruces.

Durante las labores de terreno, el alojamiento se efectuó en el control fronterizo Paso San Francisco (Maricunga), el campamento La Ola (Pedernales) y el refugio del SAG en la laguna Santa Rosa (Maricunga).

Durante la campaña se destinaron dos días al reconocimiento y definición de puntos de control y diez días para la realización de mediciones. Se determinó adicionalmente la evaporación de tanque en las zonas 9, 10 y 11 y se recolectaron muestras de suelo en los 17 puntos establecidos.

Figura 4-8: Ubicación zonas de medición de evaporación III Región.



4.2.3. Tercera campaña: I Región de Tarapacá

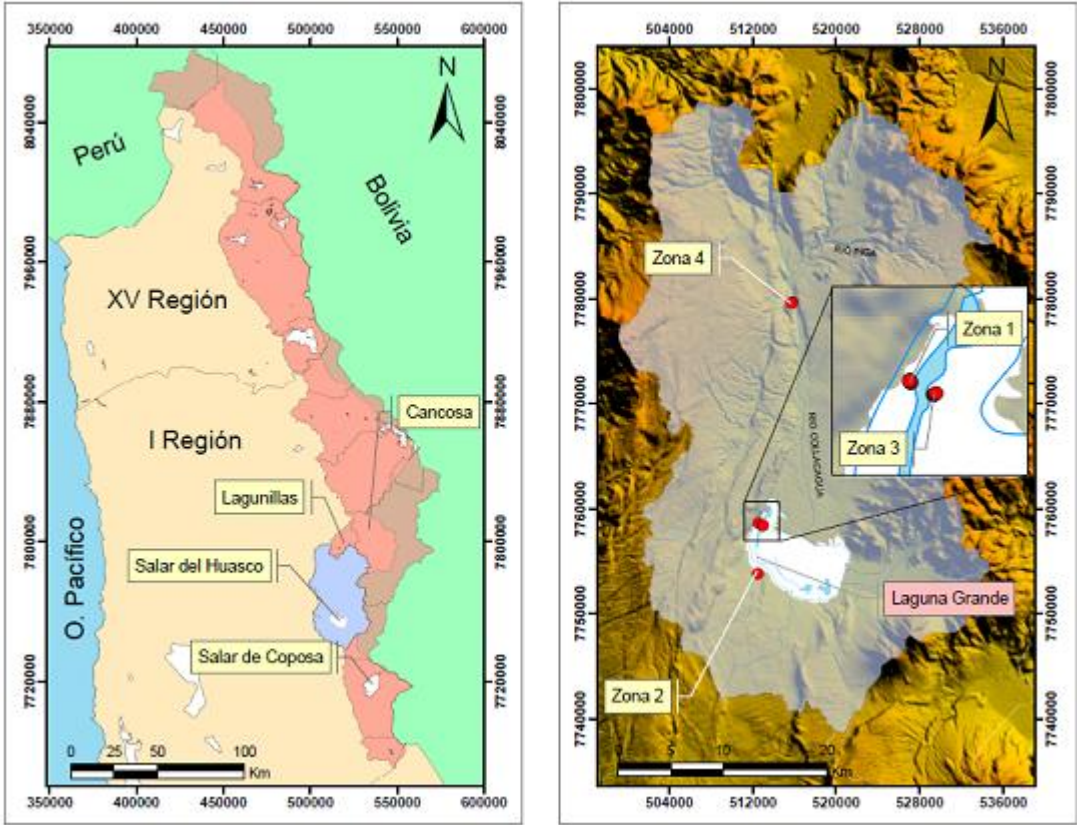
Finalmente, la tercera campaña se realizó en la cuenca del salar del Huasco ubicada en la I Región del país. En esta campaña se midieron tasas de evaporación durante el mes de abril de 2008, en un total de 16 puntos. Durante las labores de terreno se pernoctó en el sector sur-oeste del salar, en dependencias de los lugareños. El primer día de medición fue empleado en el reconocimiento del lugar y definición de puntos de muestreo.

Como puede observarse en la Figura 4-9, se realizaron mediciones de evaporación desde las aguas subterráneas en tres zonas ubicadas en el interior o en los márgenes del salar. Con el fin de obtener una mayor representatividad de los distintos suelos existentes en la cuenca, la cuarta zona de medición se estableció en la ribera oriental del río Collacagua, aguas abajo de la desembocadura del río Piga. En este tramo el cauce es alimentado por aguas provenientes desde el acuífero.

En cada una de las zonas definidas se realizaron mediciones de evaporación desde la napa freática en cuatro puntos, por lo que finalmente se dispone de estimaciones de evaporación en función de la profundidad en un total de 16 puntos.

Las tasas diarias de evaporación de bandeja fueron determinadas mediante la instalación de tanques evaporímetros plásticos de 60 litros de capacidad, que fueron ubicados en las zonas 2, 3 y 4.

Figura 4-9: Ubicación zonas de medición de evaporación I Región.



5. RESULTADOS

5.1. Mediciones de evaporación

En este capítulo se presentan los principales resultados obtenidos durante las campañas de evaporación llevadas a cabo entre diciembre del año 2007 y mayo del 2008. Se presentan las tasas de evaporación medidas desde el agua superficial y las estimaciones puntuales de evaporación desde diferentes tipos de suelos obtenidas con la metodología del domo. Los resultados son analizados con el fin de evaluar el comportamiento de la metodología del domo en la zona de estudio, proponer curvas de evaporación en función de la profundidad de la napa a escala regional, establecer rangos de evaporación representativos para las cuencas endorreicas del altiplano y estimar las descargas por evaporación en los salares del Huasco y Pedernales.

5.1.1. Evaporación superficial

Se realizaron mediciones puntuales y análisis estadísticos de la información disponible de acuerdo a lo descrito en el apartado 4.1.2.2. Los resultados se presentan organizados por Región y metodología de estimación.

Las tasas máximas y mínimas adoptadas para la evaporación superficial fueron de $7,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ y $3,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, medidas durante las campañas de diciembre y abril respectivamente.

5.1.1.1. Antecedentes de la evaporación superficial

Se dispone de información histórica de evaporación en más de 50 estaciones meteorológicas operadas por la Dirección General de Aguas en las regiones XV, I, II y III. La estadística abarca el período comprendido entre los años 1960 y 2007 y todas cuentan con un registro superior a 8 años de extensión. Las mediciones fueron obtenidas mediante la utilización de tanques evaporímetros estándar Clase A.

Adicionalmente, se cuenta con mediciones de evaporación en 10 tanques implementados por entidades privadas en diversos sectores del altiplano chileno. En la Figura 5-1 se presenta el resumen de todas las estaciones de evaporación disponibles que se ubican en la zona norte del país.

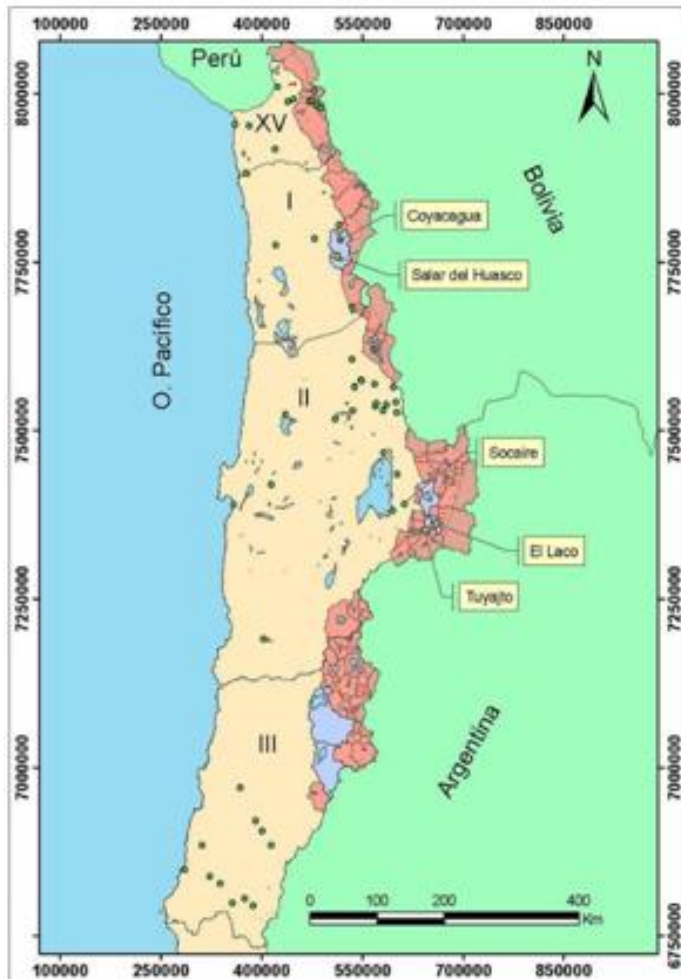
Se observa que la cuenca del salar del Huasco cuenta con tres tanques evaporímetros. La estación meteorológica Collacagua (o Coyacagua), perteneciente a la Dirección General de Aguas, se encuentra en la zona norte de la cuenca y cuenta con mediciones continuas a partir del año 1964. Los otros dos tanques fueron implementados por Collahuasi - GP Consultores (2008) y poseen un registro continuo de cuatro años, a partir de enero del 2004. Uno de los tanques instalados

es del tipo estándar (Clase A), mientras que el otro se encuentra parcialmente enterrado.

En la II Región, la estación meteorológica Socaire representa el punto de medición DGA más cercano a la zona de estudio y cuenta con más de 20 años de registro ininterrumpido. Por su parte, la empresa Geoaguas Consultores (2007) ha realizado estudios de evaporación de bandeja en varias cuencas altiplánicas de la II Región. Específicamente, en la cuenca de la Laguna Tuyajto instaló el año 2006 dos tanques evaporímetros Clase A y dos tanques enterrados. Además, en el salar del Laco emplazó 3 tanques evaporímetros, uno Clase A, uno enterrado y uno sumergido. Cabe señalar que todos los evaporímetros implementados cuentan con un registro de 9 meses a partir de agosto de 2006. En junio de 2007 las mediciones fueron interrumpidas, pero los tanques aún se encuentran instalados.

Finalmente, en el altiplano de la III Región no se cuenta con información de tanques evaporímetros operados por la DGA ni por otras entidades públicas o privadas. En el Anexo C se presenta un resumen con la ubicación, altitud, evaporación de bandeja media diaria y años de registro de todas las estaciones de evaporación consideradas en el estudio.

Figura 5-1: Plano de ubicación evaporímetros.



La Tabla 5-1 muestra los evaporímetros utilizados para la validación de las mediciones de terreno. Se detalla su código de identificación, tipo (instalación y agua utilizada para su relleno), ubicación, factor de tanque adoptado para estimar la evaporación desde lagunas, su operador y las tasas medias anuales de evaporación registradas (E_T). Se utilizaron los factores de corrección de tanque adoptados por los organismos que instalaron cada uno de los dispositivos de medición.

Tabla 5-1: Principales características de tanques evaporímetros existentes en cuencas de medición.

Id	Tipo	Cuenca	Altura Msnm	Coordenadas UTM		Factor tanque	E _r mm/d	Opera
				Norte	Este			
E101	-	S. del Huasco	3.990	7.784.012	511.057	0,65	6,1	DGA-Collacagua
E102	Agua vertiente sup.	S. del Huasco	3.840	7.758.641	512.603	0,75	5,1	CMDIC-GP Cons.
E103	Agua vertiente ent.	S. del Huasco	3.840	7.758.631	512.600	0,75	5,3	CMDIC-GP Cons.
E201	-	S. de Atacama	3.251	7.390.976	613.694	0,65	8,7	DGA-Socaire
E202	Agua laguna ent.	L. Tuyajto	4.049	7.352.593	644.153	0,75	5,1*	Geoaguas Cons.
E203	Agua laguna sup.	L. Tuyajto	4.048	7.352.607	644.159	0,70	6,1*	Geoaguas Cons.
E204	Agua subte. ent.	L. Tuyajto	4.059	7.352.763	644.271	0,75	7,1*	Geoaguas Cons.
E205	Agua subte. sup.	L. Tuyajto	4.059	7.352.805	644.266	0,70	7,4*	Geoaguas Cons.
E206	Agua laguna en lag.	S. del Lago	4.252	7.361.982	660.570	0,70	6,7*	Geoaguas Cons.
E207	Agua laguna sup.	S. del Lago	4.250	7.361.987	660.629	0,70	7,3*	Geoaguas Cons.
E208	Agua laguna ent.	S. del Lago	4.252	7.361.995	660.668	0,75	8,0*	Geoaguas Cons.

* estadística correspondiente a 9 meses de medición.
 CMDIC: Compañía Minera doña Inés de Collahuasi.

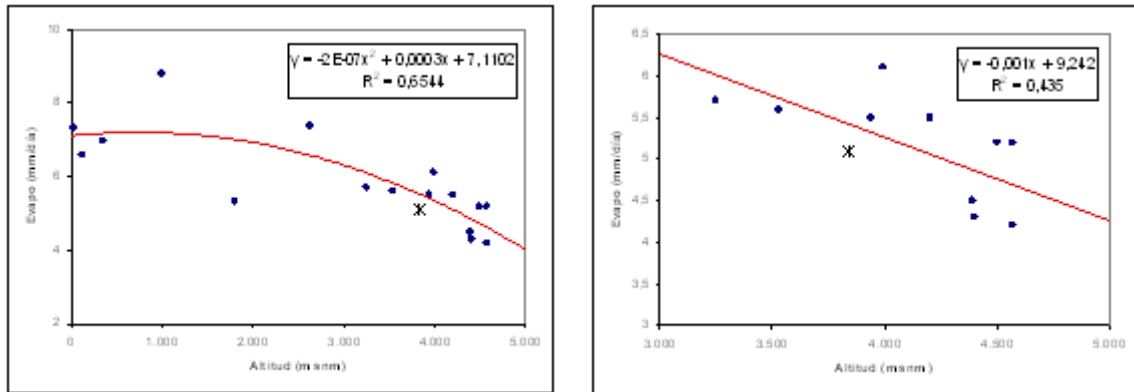
5.1.1.2. Región I de Tarapacá y XV de Arica y Parinacota

a) Información histórica

Una vez eliminadas las series con un período de registro menor a 8 años, se analizó la información histórica de 17 estaciones operadas por la DGA en la Región.

La Figura 5-2a presenta la variación de la evaporación de bandeja en función de la altitud para las regiones I y XV del país. Se observa que la curva posee una forma parabólica, presentando una tasa relativamente constante de evaporación para cotas menores a 750 msnm, elevación donde se produce un máximo de $7,2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. A partir de entonces comienza un descenso en la evaporación con la cota, alcanzando un valor mínimo de $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ a los 5.000 msnm. La Figura 5-2b muestra el ajuste lineal de los valores medios registrados en todas las estaciones ubicadas sobre los 3.000 msnm, las que se consideran representativas del altiplano. En este tramo existe disminución de la evaporación media con la altura, de manera que se puede estimar un gradiente negativo de $0,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ por cada 100 m de elevación.

Figura 5-2: Evaporación de tanque media diaria (ET) en función de la altura, regiones XV y I. a) Curva regional y b) estimación lineal franja altiplánica.



Con el fin de validar las estadísticas disponibles de los tanques evaporímetros existentes en la zona de estudio, el ajuste de las curvas fue realizado sin incorporar la información obtenida desde los tanques evaporímetros operados por Collahuasi-GP Consultores en el salar del Huasco. El punto señalado con un asterisco presente en ambos gráficos (Figura 5-2) muestra la evaporación de bandeja media diaria registrada en estos evaporímetros. Se aprecia que la evaporación medida al interior de la cuenca se ajusta en forma adecuada tanto a la curva regional como a la estimación proyectada para la franja altiplánica.

La Tabla 5-2 presenta la estimación de la evaporación media anual, realizada en base al análisis de las series históricas, para las cuatro zonas de medición muestreadas en la cuenca. En el análisis se consideró la información correspondiente a las estaciones Collacagua y salar del Huasco (Figura 5-3), las que fueron corregidas según el gradiente determinado para la franja altiplánica de la I Región.

Figura 5-3: Estaciones de medición de evaporación de referencia salar del Huasco.

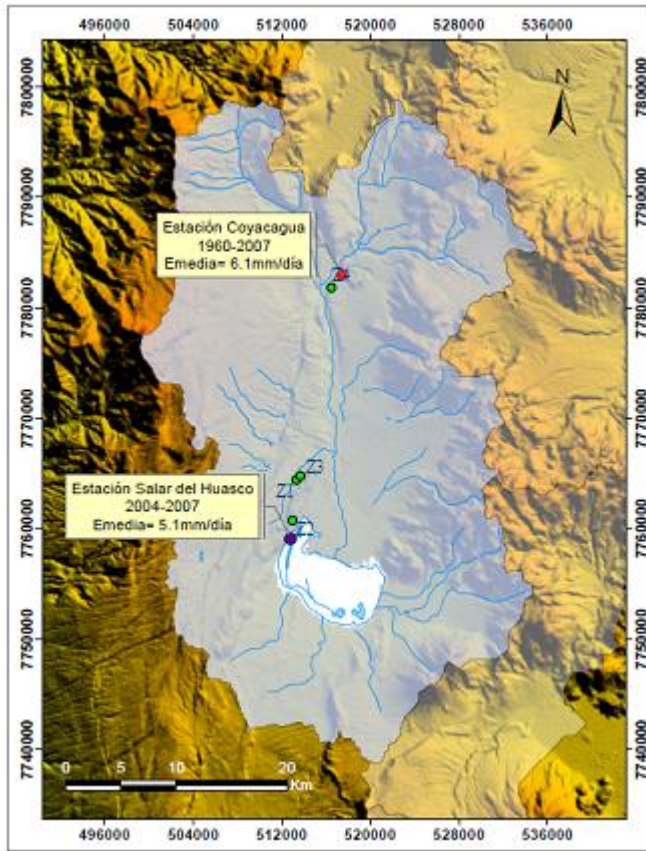


Tabla 5-2: Evaporación de tanque según series históricas, I Región.

Zona	Altitud (m)	Est. Collacagua (3.990msnm)		Est. Huasco (3.840msnm)	
		Dif. cota (m)	E_T (mm/día)	Dif. cota (m)	E_T (mm/día)
Z1	3.831	-159	6,26	-9	5,11
Z2	3.837	-153	6,25	-3	5,10
Z3	3.823	-167	6,27	-17	5,12
Z4	3.911	-79	6,18	71	5,03

Las estimaciones usando el registro de la estación Collacagua (E101) son mayores a las obtenidas de la estación salar del Huasco (E102). La diferencia se debe a que la evaporación media anual en la estación E101 es cerca de un 20% mayor que la tasa registrada en la estación E102. Si bien esta última cuenta con un período de registro menor a cinco años, se encuentra ubicada sobre el salar y por lo tanto puede ser más representativa de las tres primeras zonas de medición definidas para el estudio de la evaporación desde los suelos, mientras que la estación E101 se ubica en las cercanías de la cuarta zona de medición.

Para evaluar la variación estacional de la evaporación en la zona de estudio, se utilizó la razón entre la evaporación media mensual y la evaporación media anual según los datos disponibles en la estación Collacagua. La Figura 5-4 muestra las

series de evaporación media mensual para dicha estación, mientras que la Tabla 5-3 presenta la razón existente entre los valores medios mensuales y la media anual.

Figura 5-4: Evaporación de tanque media mensual estación Collacagua.

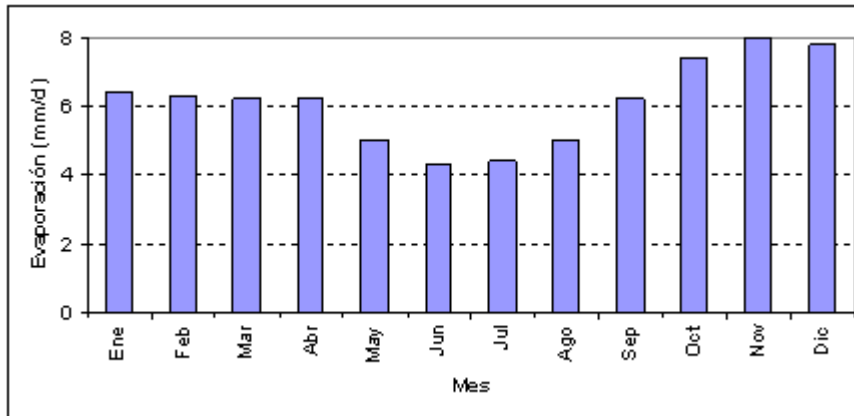


Tabla 5-3: Distribución mensual de la razón de evaporación anual en el salar del Huasco.

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
Emes/Anual	1,05	1,03	1,02	1,02	0,82	0,70	0,72	0,82	1,02	1,21	1,31	1,28

Las mediciones de evaporación realizadas en la cuenca del salar del Huasco fueron efectuadas entre los meses de abril y mayo de 2008, por lo tanto es necesario conocer la evaporación de bandeja histórica para ese período con el fin de poder comparar las mediciones puntuales con los valores estadísticos correspondientes. Ponderando los valores medios anuales de la Tabla 5-2 por el factor de ponderación mensual abril-mayo (0,92), se obtienen los resultados que se presentan en la Tabla 5-4.

Tabla 5-4: Proyección E_T en período abril-mayo en salar del Huasco.

Zona	E_T período abr-may	
	Coyacagua (mm/día)	Huasco (mm/día)
Z1	5,76	4,70
Z2	5,75	4,69
Z3	5,77	4,71
Z4	5,68	4,63

b) Mediciones de tasas de evaporación en terreno

Durante la campaña de terreno efectuada en la cuenca del salar del Huasco se midieron las tasas de evaporación potencial o superficial diarias en tres de las cuatro zonas consideradas. Para el caso de las estimaciones en las zonas Z2 y Z3 cabe señalar que al concluir el registro, los tanques contenían en su interior una

capa de hielo de aproximadamente 3 mm de espesor. La Tabla 5-5 presenta los resultados de evaporación de tanque medidos en los sectores Z2, Z3 y Z4. El control de las condiciones climáticas consideró 3 clasificaciones, que se describen en forma creciente de nubosidad como despejado (D), nublados ocasionales (N. O.) y parcialmente nublado (P. N.).

Tabla 5-5: Tasas de evaporación de tanque medidas en terreno I Región.

Zona	Tanque	Fecha	E_T (mm/día)	Hora control	Observación
Z2	Construido	(25-26)/04/2008	4,1	11:15	N. O.
Z3	Construido	(27-28)/04/2008	4,7	12:55	N. O.
Z4	Construido	(30-01)/04/2008	4,9	15:30	D.

Las estimaciones de evaporación de tanque fueron realizadas en dispositivos construidos en terreno, los que se instalaron dentro de afloramientos. Los valores obtenidos son cercanos a las tasas proyectadas por la estación E102 para el período abril-mayo, con diferencias menores al 15%. Debido a lo anterior, las tasas de evaporación de tanque adoptadas en los análisis posteriores fueron las obtenidas directamente en terreno. En efecto, para las zonas Z1 y Z2 (mediciones realizadas en días consecutivos con condiciones climáticas similares) se asumió una única tasa de evaporación de $4,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, mientras que para las zonas Z4 y Z5 se adoptaron valores de $4,7$ y $4,9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, respectivamente. Corrigiendo dichos valores por un coeficiente de tanque de $0,75$, las tasas de evaporación desde superficies de agua libre serán de $3,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ en Z1 y Z2, de $3,5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ en Z3 y de $3,7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ en la zona Z4. Tanto los evaporímetros Clase A existentes en la zona (Collahuasi y salar del Huasco), como los tanques construidos en terreno, fueron rellenados con agua proveniente de lagunas y afloramientos cercanos, por lo que no se aplicaron factores de corrección por salinidad.

La Tabla 5-6 presenta un resumen de la evaporación desde lagunas y napas freáticas en contacto con la superficie del suelo adoptadas en el estudio. El factor aplicado corresponde al utilizado por Collahuasi-GP Consultores sobre los tanques que poseen en la cuenca.

Tabla 5-6: Tasas de evaporación desde lagunas adoptadas, I Región

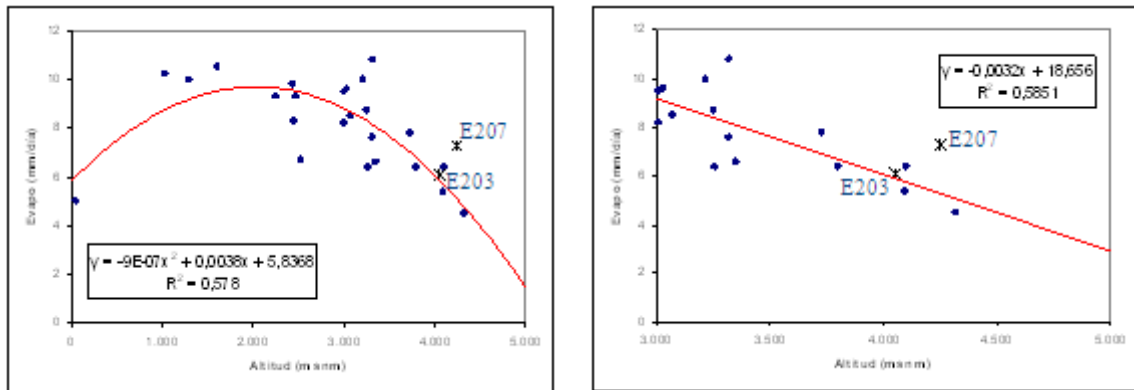
Zona	Coordenadas UTM		E_0 (mm/día)
	Norte	Este	
Z1	---	---	3,1
Z2	7754029	512605	3,1
Z3	7758430	512990	3,5
Z4	7779613	515706	3,7

5.1.1.3. Región II de Antofagasta

c) Información histórica

El análisis de evaporación de tanque en la II Región del país se efectuó considerando 24 estaciones DGA, las que abarcan elevaciones que van desde los 50 hasta los 4.320 msnm. La curva regional (Figura 5-5a) presenta un incremento que va desde los $5,8 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ en la costa, hasta un valor máximo de $9,7 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ para una cota de 2.000 msnm, punto donde comienza a descender, hasta alcanzar un mínimo de $1,7 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ a los 5.000 msnm. La Figura 5-5b muestra el ajuste lineal determinado al considerar sólo las estaciones ubicadas sobre los 3.000 msnm. Se observa que la evaporación de bandeja disminuye con la altura, con un tasa de $0,3 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ por cada 100 metros de variación. El gradiente obtenido es 3 veces mayor que el observado en la I Región.

Figura 5-5: Evaporación de bandeja media diaria en función de la altura, II Región. a) Curva regional. b) Estimación lineal franja altiplánica.



Los puntos señalados con un asterisco en la Figura 5-5 permiten observar que la evaporación de bandeja medida en el tanque Clase A implementado por Geoaguas Consultores en Tuyajto (E203) se acerca a las curvas regionales ajustadas. Sin embargo, para el caso del evaporímetro instalado en El Laco (E207), las curvas proyectadas subestiman en forma considerable las tasas medidas en terreno. Estos tanques fueron monitoreados sólo durante 9 meses (período 2006-2007), por lo que pueden no ser representativos de los valores medios históricos de la zona.

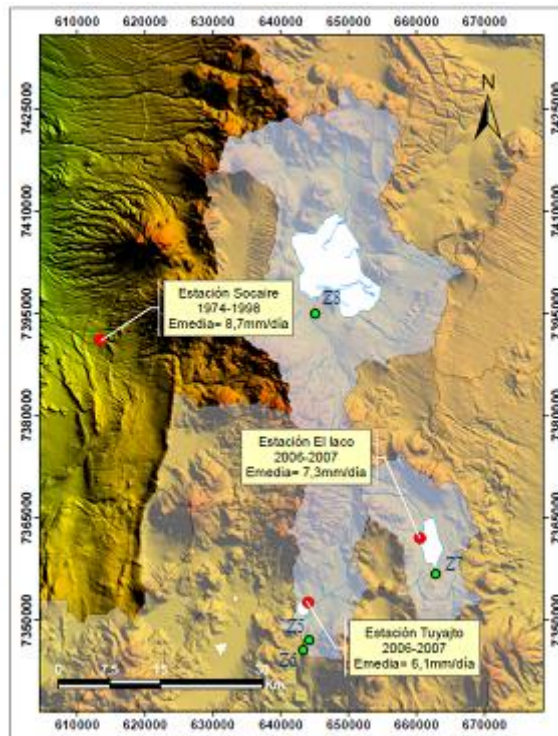
Tomando como referencia los valores medios anuales de evaporación registrados en las estaciones de Tuyajto ($6,1 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$), El Laco ($7,3 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$) y Socaire ($8,3 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$), se determinaron tasas de evaporación medias anuales en las cuatro zonas de medición de la II Región. Los resultados se presentan en la Tabla 5-7. Se aprecia que los valores registrados en las estaciones Tuyajto y Socaire no presentan grandes diferencias entre sí, mientras que las tasas obtenidas en la estación del Laco son cerca de un 30% mayores.

Tabla 5-7: Evaporación de tanque Clase A según series históricas II Región.

Zona	Altitud (m)	Est. Tuyajto (4.048 msnm)		Est. El Lago (4.250 msnm)		Est Socaire (3.251 msnm)	
		Dif. cota (m)	E_T (mm/día)	Dif. cota (m)	E_T (mm/día)	Dif. cota (m)	E_T (mm/día)
Z5	4.082	34	5,99	-168	7,84	831	6,04
Z6	4.079	31	6,00	-171	7,85	828	6,05
Z7	4.275	227	5,37	25	7,22	1.024	5,42
Z8	4.243	195	5,48	-7	7,32	992	5,53

Se observa en la Figura 5-6 que las zonas de medición Z5 y Z6 se encuentran en las cercanías de la estación Tuyajto, mientras que la zona Z7 es adyacente al tanque instalado en El Lago. No se cuenta con información histórica cerca de la zona Z8.

Figura 5-6: Estaciones de medición de evaporación de referencia II Región.



La Tabla 5-8 muestra la razón entre la evaporación media mensual y la evaporación media anual para la II Región, considerando el registro histórico de la estación de Socaire.

Tabla 5-8: Distribución mensual de la razón de evaporación anual II Región.

Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic
E_{mes}/E_{anual}	1,23	1,20	1,08	1,00	0,85	0,70	0,68	0,74	0,89	1,09	1,25	1,30

Para generar la serie de evaporación de bandeja representativa del período en que se realizaron las mediciones de terreno, se ponderaron los valores medios anuales por el factor correspondiente a diciembre. Los resultados se presentan en la Tabla 5-9.

Tabla 5-9: Proyección Evaporación de tanque para el mes de diciembre en II Región.

Zona	E _T diciembre (mm/día)		
	Tuyajto	El Laco	Socaire
Z5	7,79	10,19	7,85
Z6	7,80	10,20	7,87
Z7	6,99	9,39	7,05
Z8	7,12	9,52	7,18

d) Mediciones de evaporación superficial en terreno

Se efectuaron mediciones de evaporación superficial en tres de las cuatro zonas definidas en la Región. El único sector en el que no se realizaron mediciones fue en el denominado Z5. En la Tabla 5-10 se muestran los valores obtenidos en las zonas Z6, Z7 y Z8, de las tasas E_T, tipo de tanque utilizado, fechas y horas de control y el clima bajo el cual se realizaron las mediciones. Se observa que la evaporación de tanque se encuentra fuertemente influenciada por las condiciones ambientales, disminuyendo su valor en forma significativa en días nublados.

Tabla 5-10: Tasas de evaporación de tanque medidas en terreno II Región.

Zona	Tanque	Fecha	E _T (mm/día)	Hora control	Observación
Z6	E203	(11-12)/12/2007	10,2	13:45	Despejado
Z7	E207	(13-14)/12/2007	9,5	12:15	N. O.
Z8	Construido	(15-16)/12/2007	8,4	12:45	N. O.

Del análisis de los resultados se pueden efectuar los siguientes comentarios:

Laguna Tuyajto. El valor de E_T medido en la zona Z6 fue de $10,2 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, un 15% mayor que el valor medio registrado con el mismo instrumento durante diciembre de 2006 ($8,9 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$). Al realizar la comparación con las tasas históricas de diciembre proyectadas para la zona (Tabla 5-9), el valor obtenido es un 30% mayor que las tasa reportadas por las estaciones de Tuyajto y Socaire, pero se encuentra en el rango de la estación del Laco. En base a la variabilidad diaria del fenómeno, a las condiciones climáticas existentes durante la medición y debido a que la tasa reportada en terreno no se aleja en gran medida de los valores históricos, la evaporación de tanque adoptada para las zonas 5 y 6 fue de $10,2 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$. Aplicando el factor de corrección de bandeja utilizado por Geoaguas Consultores en los tanques Clase A (0,7), la evaporación máxima desde superficies de agua libre E_0 es de $7,14 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$. Esta tasa será utilizada para normalizar las estimaciones de evaporación desde napas freáticas efectuadas en la zona.

Salar del Laco. En la cuenca del salar del Laco (Z7) las tasas de evaporación medidas por Geoaguas Consultores durante diciembre de 2006 resultaron ser más homogéneas que en la hoya de la laguna Tuyajto con valores de $9,1 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ en la estación E206, $9,6 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ en la estación E207 y $8,3 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ en la estación E208, obteniéndose un valor promedio de $9,0 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$.

Si se compara el valor obtenido durante la campaña de terreno, con las tasas históricas, se observa que tanto la evaporación registrada durante diciembre de 2006 como la proyectada para la zona (basada en la estación El Laco de la Tabla 5-9) presentan resultados similares. Esto permite asumir una evaporación de tanque de $9,5 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ y una tasa de descarga desde lagunas de $6,65 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ (factor de tanque de 0,7).

Salar de Aguas Calientes. En la zona de medición 8, la tasa de evaporación E_T fue cuantificada en un tanque plástico construido en terreno, el cual se sumergió en un afloramiento cercano (UTM Norte: 7.397.527, UTM Este: 643.250, PSAD 56). El valor obtenido después de 24 horas fue de $8,4 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, equivalente a una evaporación máxima desde lagunas de $6,3 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ al aplicar un factor de embalse de 0,75. Si bien no se cuenta con estimaciones puntuales que permitan contrastar los resultados obtenidos, puede observarse que la tasa determinada es del mismo orden de magnitud que las proyecciones basadas en las series históricas y curvas de evaporación. Además, al pertenecer las tres cuencas a zonas con características climáticas similares y debido a que las mediciones se llevaron a cabo durante días con condiciones climáticas similares, puede presumirse que la tasa obtenida representa un valor referencial para la cuenca del salar de Aguas Calientes 2 y será considerada como la tasa máxima de evaporación desde superficies de agua libre.

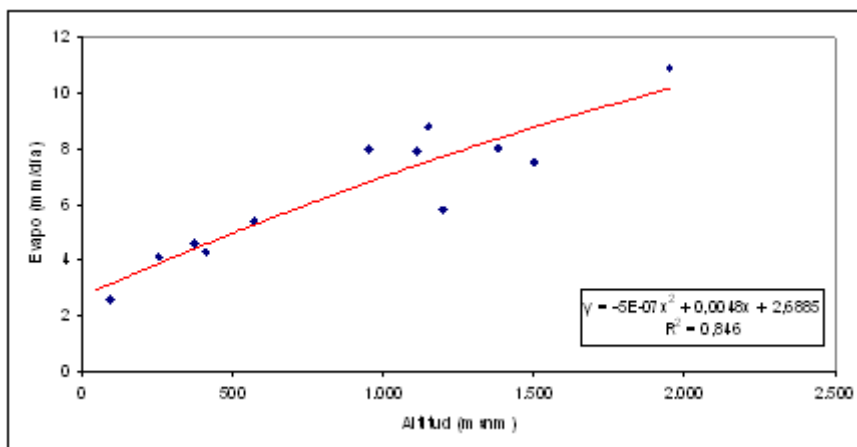
5.1.1.4. Región III de Atacama

a) Información histórica

En la III Región de país, sólo 11 estaciones con control de evaporación poseen un período de registro superior a 10 años. De éstas, seis se encuentran ubicadas bajo la cota 1.000 m, mientras que las cinco restantes no logran superar los 2.000 msnm. Considerando todas las estaciones, se cuenta con un registro de 44 años, entre 1963 y el año 2007.

La ausencia de estaciones situadas sobre los 2.000 msnm impide la construcción de curvas que relacionen la evaporación de tanque con la altura, tanto a nivel regional como para la franja altiplánica. Sin embargo, es posible comparar cualitativamente la curva generada a partir de las 11 estaciones disponibles (Figura 5-7), con la tendencia regional de la II Región.

Figura 5-7: Evaporación de bandeja media diaria en función de la altura, III Región.



El comportamiento observado en la III Región es similar al primer tramo de la curva generada para la Región de Antofagasta. El análisis permite establecer, como criterio referencial, que las tasas diarias de evaporación media anual son menores para el caso de la III Región. Sin embargo, la estación ubicada a mayor altitud (Iglesia Colorada, 1.950 msnm) presenta una evaporación cercana a los $11 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, valor superior al registrado en todas las estaciones existentes en la II Región.

b) Mediciones en terreno

Las tasas de evaporación de tanque fueron estimadas mediante la misma metodología empleada en las hojas del salar de Aguas Calientes 2 y salar del Huasco. En ambos casos los tanques construidos se emplazaron en el interior de lagunas o afloramientos cercanos a los puntos de medición de evaporación desde suelos.

Se realizaron estimaciones directas de evaporación diaria de tanque, en tres zonas representativas de los sectores Z9, Z10 y Z11. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 5-11.

Tabla 5-11: Tasas de evaporación de tanque medidas en terreno, III Región.

Zona	Tanque	Fecha	E_T (mm/día)	Hora control	Observación
Z9	Construido	(07-08)/3/2008	6,5	12:30	P.N.
Z10	Construido	(09-10)/3/2008	8,2	11:00	Despejado
Z11	Construido	(12-13)/03/2008	8,2	10:15	Despejado

Del análisis de los resultados se pueden efectuar los siguientes comentarios:

Salar de Pedernales. Se realizaron dos pruebas de 24 horas de duración. La primera se llevó a cabo al interior de un afloramiento en la zona marginal del salar por su lado oeste (UTM Norte: 7.089.135, UTM Este: 476.891, PSAD 56, Z9), mientras la segunda se efectuó en la zona central de la cuenca, a orillas del río La Ola. (UTM Norte: 7.068.310, UTM Este: 494.200, PSAD 56, Z10). Una vez aplicado un factor de corrección por embalse de 0,75 se obtuvieron valores de 4,9 y 6,1 $mm \cdot d^{-1}$, respectivamente. Durante el primer día de medición, las condiciones atmosféricas fueron muy inestables, presentándose incluso precipitaciones leves durante la tarde.

Salar de Maricunga. La única medición de evaporación de tanque realizada en la cuenca (Z11) se efectuó en un afloramiento ubicado en el sector nororiente del salar (UTM Norte: 7.029.345, Este: 495.581, PSAD 56). La tasa de evaporación corregida se traduce en un flujo desde superficies libres de 6,1 $mm \cdot d^{-1}$, igual al registrado en la cuenca de Pedernales y levemente inferior a los resultados obtenidos en la II Región. Esta discrepancia podría atribuirse a las diferentes condiciones geográficas y atmosféricas existentes en ambas regiones, así como al período del año en que las mediciones fueron realizadas. Dado que las condiciones climáticas durante los cuatro días de medición fueron similares, se asumió una tasa de evaporación para la zona Z12 de 6,1 $mm \cdot d^{-1}$.

5.1.2. Tasa de evaporación desde suelos

En esta sección se muestran los resultados de evaporación desde napas freáticas obtenidos en terreno. En particular, se detallan las tasas diarias de evaporación EV registradas en los 49 puntos de medición evaluados y la profundidad del nivel freático asociada a cada uno de ellos. Los resultados son relacionados con la textura de los suelos, la que fue determinada conforme las metodologías expuestas en las secciones 3.4 y 4.1.2.4.

Las estimaciones se realizaron en forma sistemática desde las 07:00-08:00 h hasta las 19:00-20:00 h, con un intervalo de medición de 30 minutos. La profundidad de las napas freáticas evaluadas en terreno abarcaron el rango comprendido entre los 0,09 m y los 3,3 m. Consistentemente, las mayores tasas de *EV* correspondieron a los puntos con napas más someras. De la misma forma, la menor tasa registrada ($0,1 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$) fue obtenida en el punto con napa más profunda. La tasa *EV* promedio de los 49 puntos evaluados fue de $0,55 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, con un máximo de $1,64 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ y un valor mínimo de $0,1 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, ambas registradas en el salar del Huasco. Los flujos diarios de evaporación disminuyen rápidamente al aumentar la profundidad del nivel freático para los niveles más someros, llegando a una tasa relativamente constante de baja magnitud para profundidades mayores. Si bien no fue posible medir tasas de evaporación diarias nulas, se proponen profundidades de extinción para la evaporación de acuerdo a las curvas de ajuste implementadas.

Las mediciones fueron realizadas sobre diversas superficies, abarcando suelos de granulometría gruesa a media, con una alta variabilidad en el contenido de sales. Por lo general, los suelos más gruesos presentaron tasas de evaporación mayores, mientras que la presencia de costra salina parece inhibir los flujos de evaporación. El análisis de los datos permite concluir que la tasa de evaporación depende principalmente de la profundidad a la que se encuentra la napa y en menor medida, de la composición litológica de la zona no saturada del perfil de suelo. Como criterio general puede establecerse que para iguales condiciones atmosféricas y profundidades de saturación, los suelos con un mayor contenido de arena presentan mayores tasas de evaporación. Cabe señalar que si bien la textura es un parámetro importante en la caracterización del perfil de suelo, existen otras características no consideradas que influyen en el proceso. Estas propiedades tienen relación con su contenido de sales, la presencia de materia orgánica y otras estructuras que no se reflejan en los análisis granulométricos y texturales.

La Tabla 5-12 presenta un resumen con el nombre de identificación, ubicación y altitud de la totalidad de los puntos en que se realizaron mediciones de evaporación desde suelos.

Tabla 5-12: Ubicación puntos de medición de evaporación desde suelos.

ID	ID		Coordenadas UTM		Altura	ID	ID		Coordenadas UTM		Altura
Zona	Punto	Cuenca	Este (m)	Norte (m)	(msnm)	Zona	Punto	Cuenca	Este (m)	Norte (m)	(msnm)
1	H1D1	Huasco	512.600	7.758.668	3.825	7	L1D1	Laco	660.387	7.361.648	4.283
1	H2D2	Huasco	512.604	7.758.675	3.836	7	L2D2	Laco	660.336	7.361.626	4.277
1	H3D1	Huasco	512.603	7.758.671	3.823	7	L3D1	Laco	660.360	7.361.562	4.271
1	H4D2	Huasco	512.586	7.758.696	3.840	7	L4D2	Laco	660.360	7.361.562	4.267
2	H5D1	Huasco	512.531	7.753.768	3.830	8	A1D1	A. C. 2	643.240	7.397.512	4.238
2	H6D2	Huasco	512.544	7.753.790	3.815	8	A2D2	A. C. 2	643.233	7.397.501	4.241
2	H7D1	Huasco	512.518	7.753.793	3.840	8	A3D1	A. C. 2	643.214	7.397.461	4.248
2	H8D2	Huasco	512.517	7.753.806	3.862	8	A4D2	A. C. 2	643.219	7.397.474	4.246
3	H9D1	Huasco	512.988	7.758.451	3.820	9	P1D1	Pedemales	476.878	7.089.100	3.389
3	H10D2	Huasco	512.982	7.758.451	3.825	9	P2D2	Pedemales	476.855	7.089.141	3.391
3	H11D1	Huasco	513.002	7.758.460	3.821	9	P3D1	Pedemales	476.768	7.089.107	3.396
3	H12D2	Huasco	513.021	7.758.479	3.824	9	P4D2	Pedemales	476.824	7.089.072	3.398
4	H13D1	Huasco	515.852	7.779.655	3.917	10	P5D1	Pedemales	494.209	7.068.315	3.634
4	H14D2	Huasco	515.863	7.779.650	3.910	10	P6D2	Pedemales	494.219	7.068.318	3.643
4	H15D1	Huasco	515.710	7.779.583	3.914	10	P7D1	Pedemales	494.232	7.068.323	3.645
4	H16D2	Huasco	515.702	7.779.563	3.902	10	P8D2	Pedemales	494.245	7.068.341	3.645
5	T1D1	Tuyajto	644.669	7.353.876	4.082	11	M1D1	Maricunga	495.562	7.029.335	3.801
5	T2D2	Tuyajto	644.663	7.353.853	4.079	11	M2D2	Maricunga	495.548	7.029.327	3.797
5	T3D1	Tuyajto	644.683	7.353.914	4.084	11	M3D1	Maricunga	495.656	7.029.377	3.795
5	T4D2	Tuyajto	644.673	7.353.895	4.083	11	M4D2	Maricunga	495.695	7.029.389	3.796
6	T6D1	Tuyajto	643.987	7.352.420	4.083	11	M5D1	Maricunga	484.232	7.004.141	3.804
6	T7D2	Tuyajto	643.972	7.352.402	4.080	12	M6D2	Maricunga	484.193	7.004.150	3.807
6	T8D1	Tuyajto	644.028	7.352.452	4.075	12	M7D1	Maricunga	484.270	7.004.146	3.808
6	T9D2	Tuyajto	644.015	7.352.439	4.078	12	M8D2	Maricunga	484.315	7.004.128	3.799
						12	M9D1	Maricunga	465.612	7.029.354	3.795

Las densidades de las muestras en las 6 cuencas no presentaron grandes variaciones, con valores que fluctuaron entre los 1.000 y los 1.027 $g \cdot L^{-1}$, por lo que no se consideró necesaria la utilización de factores de corrección por salinidad.

Con el objeto de permitir una rápida comprensión, los resultados han sido separados por Región administrativa y cuenca de monitoreo.

Al concluir la sección se presenta un análisis general de las variaciones que experimentan los flujos de evaporación durante el día, en función de la condición climática, profundidad de saturación y tipo de suelo.

5.1.2.1. Región I de Tarapacá

La campaña efectuada en la I Región, se realizó íntegramente en la cuenca del salar del Huasco, abarcando un total de cuatro zonas de medición, dos de las cuales se ubicaron sobre costra salina (Z1, Z3), una próxima al salar (Z2) y una en la ribera del río Coyacagua (Z4).

La Figura 5-8 muestra la ubicación de las 4 zonas estudiadas en la cuenca y presenta además un esquema con la ubicación específica de los 16 puntos monitoreados, identificando la profundidad a la que se encontró la napa en cada uno

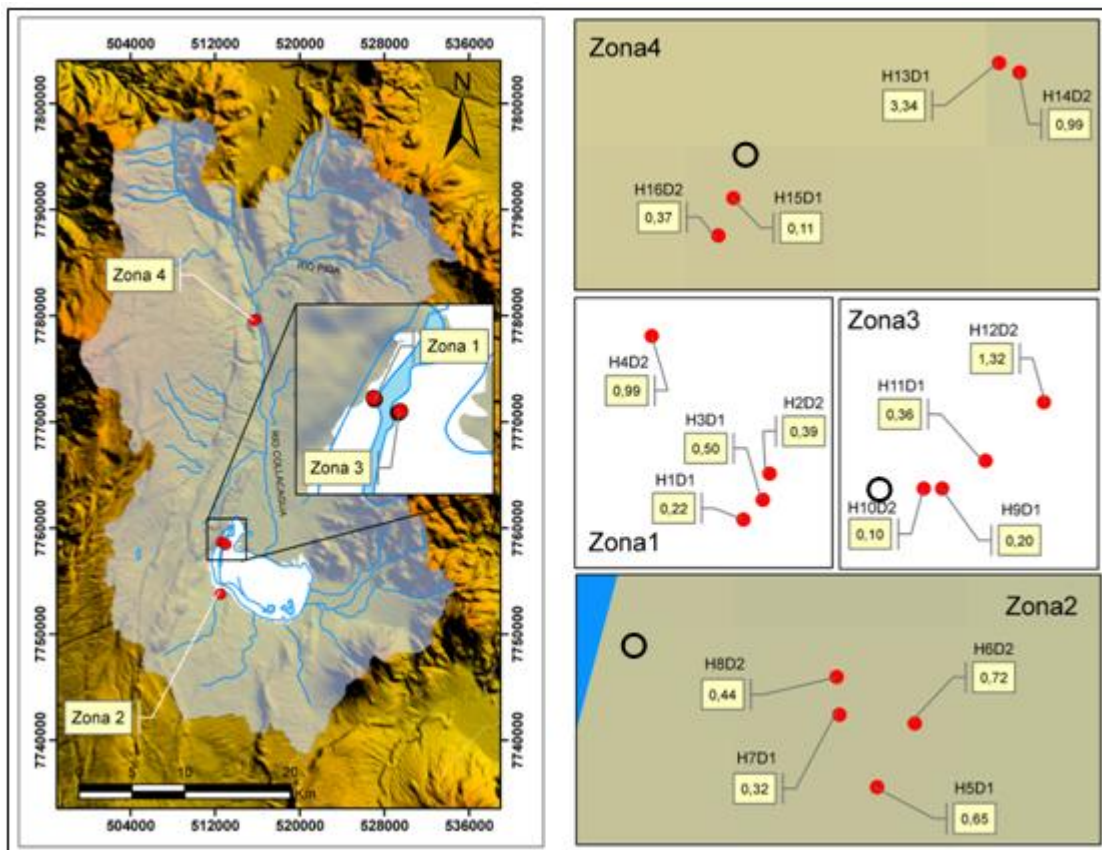
de ellos. Los tres círculos indican los puntos de medición de E_7 . Como se observa, las mediciones abarcaron profundidades de aguas subterráneas entre 0,1 y 3,3 m, en los puntos H10D2 y H13D1 respectivamente.

Los suelos presentes en las distintas zonas de medición poseen un alto contenido de material grueso, correspondientes a una clasificación franco arenosa para los sectores Z2 y Z3 y arenas para Z4. Por su parte, los suelos muestreados en Z1 corresponden a una transición entre las arenas y las arenas francosas.

Los resultados obtenidos en la campaña de terreno realizada durante abril de 2008 se presentan en la Tabla 5-13. Debido a que los suelos y la morfología poseen características diferentes, los resultados han sido divididos e interpretados según zona de medición.

De la misma forma, la Figura 5-9 muestra en forma gráfica las tasas de evaporación registradas en función de la profundidad de las napas freáticas, obtenidas en la cuenca del salar del Huasco.

Figura 5-8: Ubicación puntos de medición y profundidad de la napa I Región.



Al observar la Tabla 5-13 es posible concluir que durante los dos días de medición empleados en la zona 3 se presentaron condiciones atmosféricas inestables, con

presencia de nubes débiles ocasionales, principalmente durante el primer día, lo que puede alterar los resultados obtenidos.

Tabla 5-13: Resultados de evaporación *EV* campaña I Región. Salar del Huasco.

Id	Fecha	Ev.	Prof. napa	Textura	Clima	Densidad
		(mm/día)	(mbnt)			(g/l)
Tanque1	-	3,1	0,00	-	-	-
H1D1	23-04-2008	1,373	0,21	Arena	Despejado	999,5
H2D2	23-04-2008	0,401	0,39	Arena	Despejado	1.000,0
H3D1	24-04-2008	0,254	0,50	Areno francoso	Despejado	999,5
H4D2	24-04-2008	0,269	0,99	Areno francoso	Despejado	1000,0
Tanque2	25-04-2008	3,1	0,00	-	N. O.	999,5
H5D1	25-04-2008	0,516	0,65	Franco arenoso	N. O.	1.000,0
H6D2	25-04-2008	0,452	0,72	Franco arenoso	N. O.	1.000,0
H7D1	26-04-2008	0,615	0,32	Franco arenoso	Despejado	1.002,5
H8D2	26-04-2008	0,487	0,44	Franco arenoso	Despejado	1.002,0
Tanque3	27-04-2008	3,5	0,00	-	N. O.	1.000,0
H9D1	27-04-2008	1,040	0,20	Franco arenoso	P. N.	1.001,5
H10D2	27-04-2008	0,985	0,10	Franco arenoso	P. N.	1.001,5
H11D1	28-04-2008	0,176	0,36	Franco arenoso	N. O.	999,5
H12D2	28-04-2008	0,185	1,32	Franco arenoso	N. O.	1.000,0
Tanque4	27-04-2008	3,7	0,00	-	Despejado	1.000,0
H13D1	27-04-2008	0,102	3,34	Arena	Despejado	999,5
H14D2	27-04-2008	0,161	0,99	Arena	Despejado	999,5
H15D1	28-04-2008	1,635	0,11	Arena	Despejado	1.000,0
H16D2	28-04-2008	0,862	0,37	Arena	Despejado	1.000,0

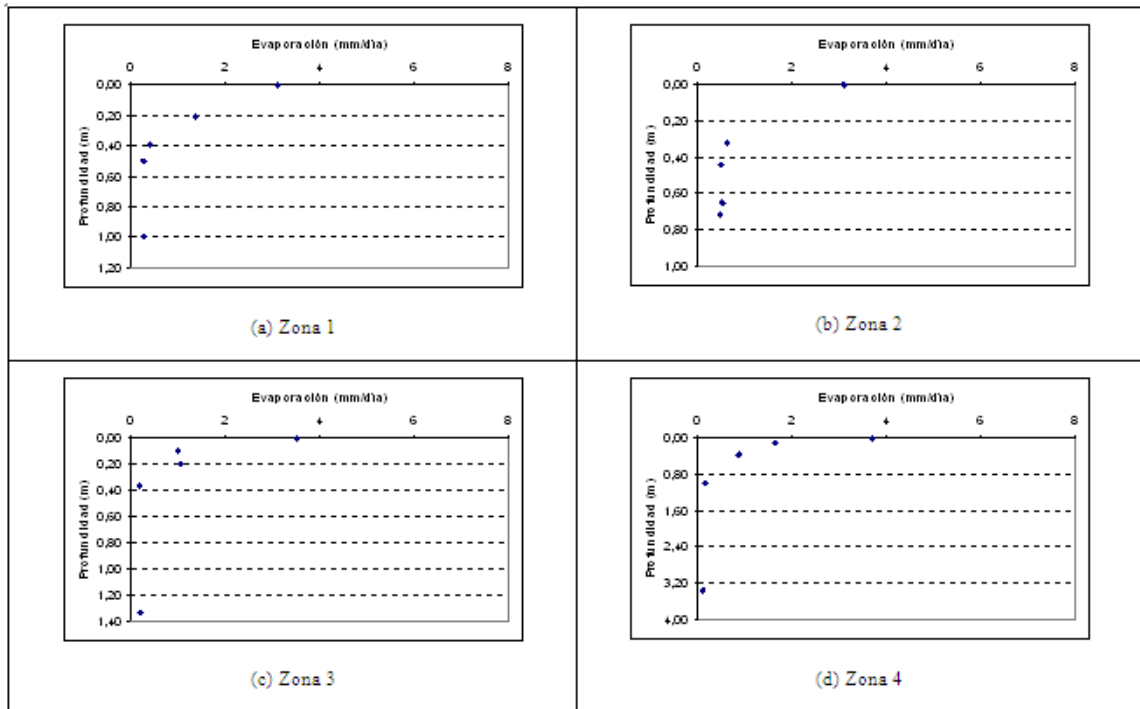
De acuerdo a lo expuesto en la Figura 5-9a, los resultados en la zona 1 se comportan de acuerdo a las consideraciones teóricas presentadas en el apartado 3.3. Comenzando con una evaporación desde superficies libres de $3,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, se produce una brusca disminución de las tasas de evaporación en función de la profundidad para napas someras. Cuando la napa ha alcanzado una profundidad cercana a los 0,4 m, la evaporación comienza a estabilizarse, alcanzando un valor residual que bordea los $0,2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.

En la zona 2, las mediciones realizadas en presencia de napas profundas presentaron tasas de evaporación cercanas e incluso mayores que las obtenidas para niveles más someros (Figura 5-9b), a pesar que las condiciones climáticas fueron más favorables durante las mediciones realizadas a menor profundidad. La existencia de intercalaciones arcillosas en la zona no saturada del perfil del suelo, o diferencias en el espesor y densidad de la costra superficial pueden ser las principales causas de esta situación.

Para el caso de la zona 3, en la Figura 5-9c es posible apreciar que la tasa de evaporación medida a los 10 cm de profundidad es menor que la tasa registrada con la napa a 20 cm, algo similar a lo ocurrido en la zona 2. En este caso ambos puntos fueron monitoreados el mismo día y se ubicaron a no más de 30 metros de distancia. Con el fin de descartar fallas en el funcionamiento de alguno de los dos sensores empleados, se realizaron 4 mediciones cruzadas, las que entregaron resultados coherentes. Adicionalmente se verificó la densidad de la capa no saturada del perfil de suelo en ambos puntos mediante un ensayo cualitativo de penetración. Se constató que el suelo donde la napa se encontró a 10 cm estaba formado por una costra salina de densidad considerable, lo que podría inhibir los flujos ascendentes de vapor, mientras que en el punto con napa a 20 cm de profundidad se observó una densidad menor y una baja compactación. Otro factor que podría inhibir los flujos de evaporación emanados desde suelos en presencia de napas someras es el posible congelamiento de una lámina de agua, producido durante la noche y que, al menos en el caso de superficies libres, puede observarse incluso hasta mediodía.

Las mediciones efectuadas en Z4 (Figura 5-9d) se llevaron a cabo a orillas del río Coyacagua, en el sector de Peña Blanca, y fueron realizadas bajo condiciones climáticas estables. En esta zona es posible encontrar suelos con características más homogéneas que sobre el salar o en su vecindad. La evaporación presentó un comportamiento similar al teórico, con una evaporación diaria máxima de $3,7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ para superficies libres, flujo que disminuyó rápidamente hasta alcanzar los $1,64 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ para un nivel freático de 0,11 m. A una profundidad de 0,37 m el valor de EV determinado fue de $0,86 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, representando una tasa de disminución para el tramo de $2,97 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Al llegar a los 3,34 m de profundidad, la evaporación registrada fue de $0,102 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, equivalente a una tasa de disminución de $0,25 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ (Figura 5-9 (d)).

Figura 5-9: Curvas de Evaporación EV v/s Profundidad de la napa, I Región-Salar del Huasco.



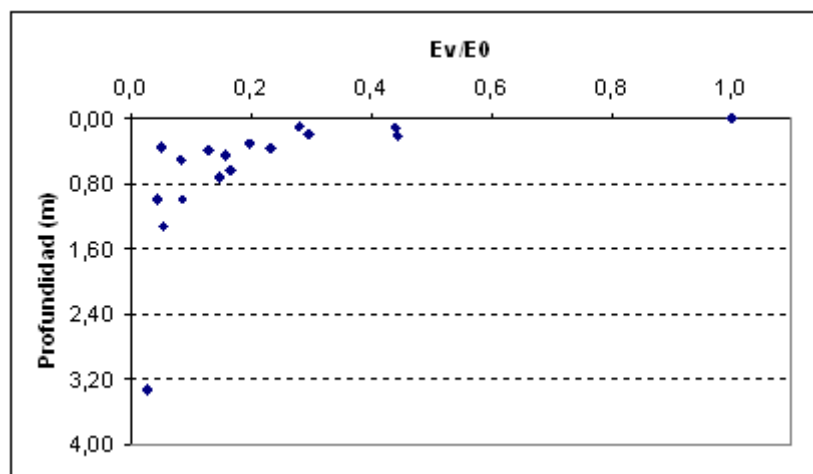
La profundidad de saturación para los puntos H13D1 y H14D2 fue determinada mediante pozos existentes en el lugar de medición, a saber E24 y P12. El pozo E24 tiene una profundidad de 18 m por lo que caracteriza el nivel de energía del acuífero superior, sin embargo el pozo P12 fue habilitado hasta los 180 m de profundidad y su nivel estático es representativo de los acuíferos medio e inferior (Acosta, 2004). Debido a un cierto grado de confinamiento de los acuíferos inferiores, es muy posible que la profundidad de saturación asociada al punto H14D2 sea mayor que los 0,99 m y se encuentre cercana a los 3,34 m medidos en el punto H13D1. Debido a esto, al construir una curva de evaporación para la zona 4, asumiendo una profundidad del acuífero de 0,99 m para el punto H14D2, se estarían subestimando los flujos de evaporación al menos para el rango comprendido entre los 0,4 y 3,0 m.

Durante las labores de terreno realizadas en el salar del Huasco, I Región, no se detectaron diferencias marcadas en la densidad de las aguas, con valores mínimos registrados que bordean los $999,5 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$ y máximos de $1.002,5 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$ (Tabla 5-13). Esta diferencia, menor al 0,3%, no justifica la realización de correcciones por salinidad.

Las tasas de evaporación calculadas tienden a ser mayores en la medida que aumenta el tamaño de los granos que componen el suelo. Así, para una profundidad del nivel de saturación cercano a los 0,2 m, se obtuvo una evaporación de $1.37 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ en el punto H1D1 (compuesto de arena) y una tasa de $1.04 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ en el punto H9D1 (correspondiente a un suelo franco arenoso) a pesar que la evaporación potencial fue mayor durante el día del evaluación del segundo punto, representando una variación mayor al 30%. Lo mismo ocurre en los puntos H11D1 y H16D2, los que ostentando napas ubicadas a 0,36 m de profundidad, presentaron tasas de evaporación de 0,18 y 0,86 $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$ con suelos franco arenosos y arenosos respectivamente. La diferencia en este caso es del 80%, pero debe considerarse la influencia de las condiciones climáticas existentes durante ambos días de medición.

La Figura 5-10 presenta un gráfico resumen de todas las mediciones de evaporación efectuadas en la cuenca del salar del Huasco. El gráfico refleja tasas de evaporación registradas sobre distintas superficies y condiciones climáticas, lo que permite hacerse una idea general del comportamiento de la evaporación desde los suelos al interior de la cuenca. Los resultados fueron normalizados según la evaporación desde superficies de agua libre (E0) medidas en cada zona. Es posible apreciar una clara tendencia en los puntos graficados que muestra una disminución de la tasa de evaporación a medida que la napa se encuentra más profunda.

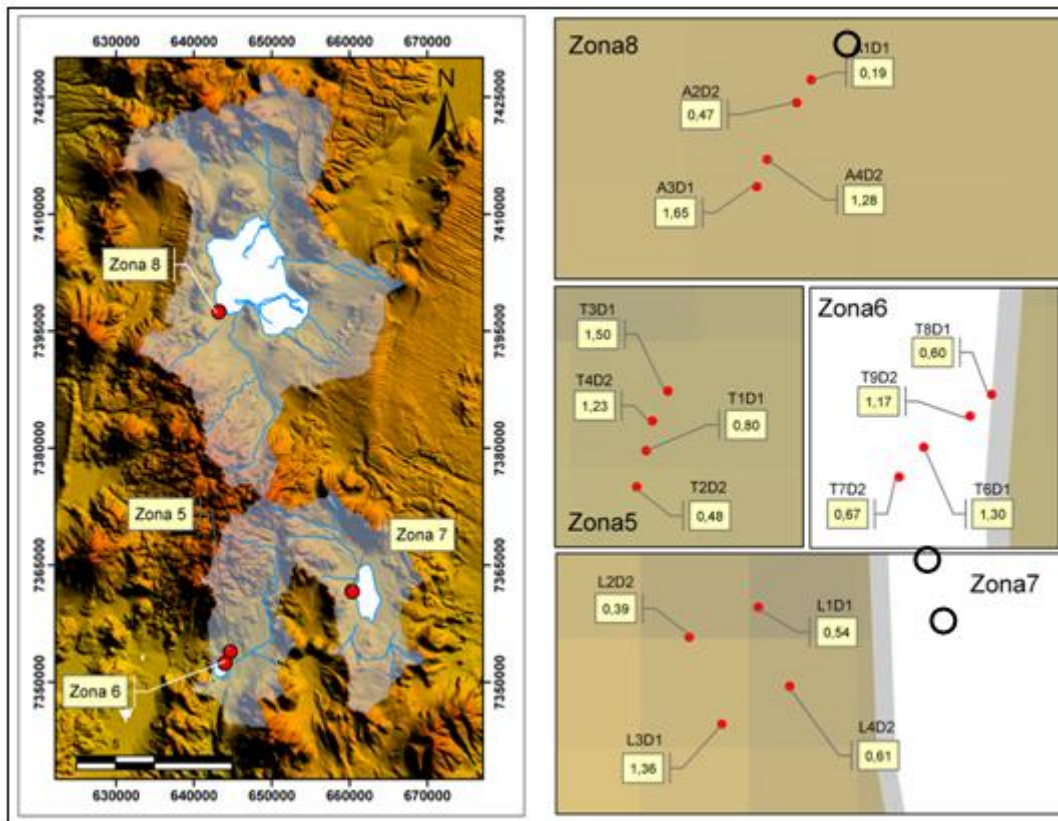
Figura 5-10: Evaporación v/s Profundidad de la napa I Región, Salar del Huasco.



5.1.2.2. Región II de Antofagasta

Las cuatro zonas de medición establecidas en la II Región de Antofagasta se muestran en la Figura 5-11. Se presenta además la ubicación específica de los puntos seleccionados dentro de cada zona, indicando profundidad de la napa en cada uno de ellos y su nombre de identificación. Los tres círculos corresponden a puntos donde se monitoreó evaporación de tanque. Las dos zonas constituidas en Tuyajto (Zonas 5 y 6) se ubicaron en la vecindad de la laguna del mismo nombre, una sobre costra salina y la otra en el margen norte del salar. Los niveles freáticos en los puntos monitoreados varían entre 0,4 y 1,5 m de profundidad. En el salar del Laco se midió sobre la superficie de salar, registrándose profundidades de napa desde 0,4 a 1,4 m (Z7). La zona 8, ubicada en el salar de Aguas Calientes 2, se situó al sur-oeste de la costra de sal, donde se midió una profundidad mínima de 0,19 m y una máxima de 1,65 m. Las tasas obtenidas variaron entre los 0,14 y 1,41 $mm \cdot d^{-1}$, en los puntos T1D1 y A1D1 respectivamente.

Figura 5-11: Ubicación puntos de medición y profundidad de la napa II Región.



En la Tabla 5-14 se presenta un resumen con los datos obtenidos en la campaña de terreno realizada en la II Región. Por su parte, en la Figura 5-12 se muestra la relación entre los flujos de evaporación y la profundidad de saturación para las 4 zonas muestreadas. Los valores de temperatura variaron entre 13,5 y 18°C, mientras que las densidades presentaron diferencias menores al 2%, por lo que no

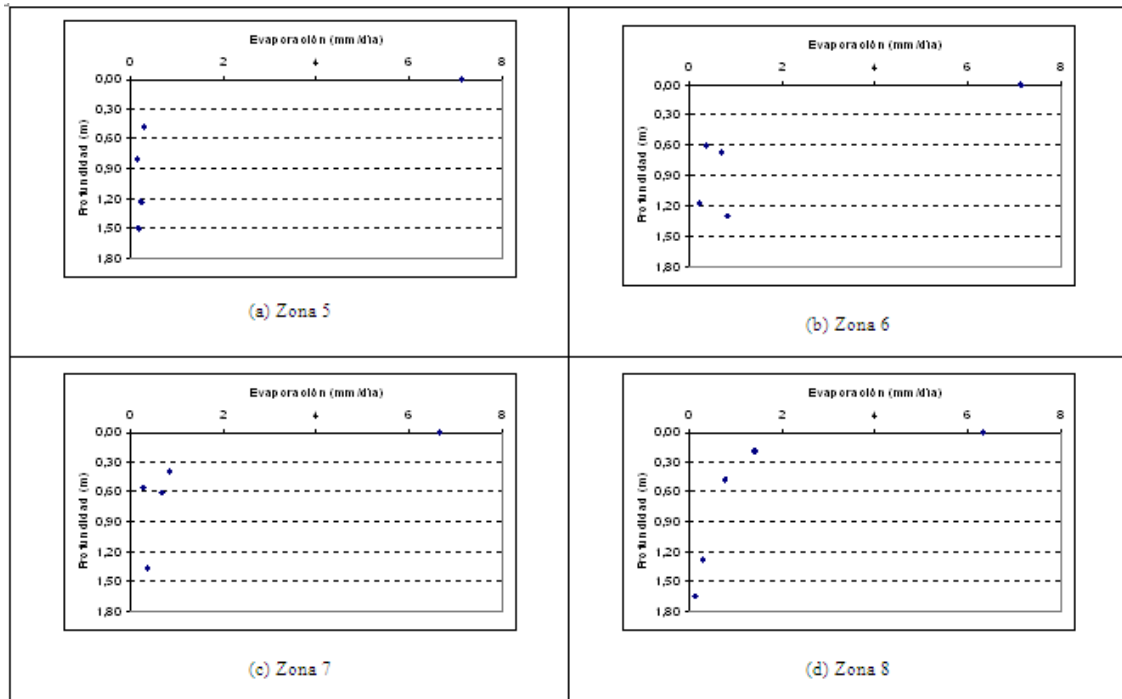
se consideró necesaria la realización de correcciones de la evaporación por salinidad.

Tabla 5-14: Resultados de evaporación *EV* campaña II Región. Laguna Tuyajto, salar del Laco y salar de Aguas Calientes 2.

Id	Fecha	Ev.	Prof. napa	Textura	Clima	Densidad	Temperatura
		(mm/día)	(mbnt)			(g/l)	(°C)
Tanque5	-	7,14	0	-	-	-	-
T1D1	08-12-2007	0,142	0,8	Arena	Despejado	1.001,0	17,7
T2D2	08-12-2007	0,291	0,48	Arena	Despejado	1.001,5	15,5
T3D1	10-12-2007	0,174	1,5	Arena	Despejado	-	-
T4D2	10-12-2007	0,223	1,23	Arena	Despejado	1.001,0	13,5
Tanque6	11-12-2007	7,14	0	-	Despejado	1.001,0	16,3
T6D1	11-12-2007	0,813	1,30	Franco limoso	Despejado	1.007,0	15
T7D2	11-12-2007	0,701	0,67	Franco arenoso	Despejado	1.005,0	20
T8D1	12-12-2007	0,363	0,60	Franco arenoso	Despejado	1.001,5	16,1
T9D2	12-12-2007	0,211	1,17	Franco	Despejado	1.001,5	19,7
Tanque7	13-12-2007	6,65	0	-	N. O.	1.000,5	14,3
L1D1	13-12-2007	0,275	0,55	Franco arenoso	Despejado	1.000,0	20,5
L2D2	13-12-2007	0,849	0,39	Franco arenoso	Despejado	1.000,0	17,4
L3D1	14-12-2007	0,373	1,36	Franco	P. N.	1.001,0	13,2
L4D2	14-12-2007	0,665	0,61	Franco	P. N.	-	-
Tanque8	15-12-2007	6,3	0	-	N. O.	1.001,0	12,5
A1D1	15-12-2007	1,408	0,19	Arena	N. O.	1.000,5	16,5
A2D2	15-12-2007	0,763	0,47	Arena	N. O.	-	-
A3D1	16-12-2007	0,122	1,65	Arena	N. O.	-	-
A4D2	16-12-2007	0,296	1,28	Arena	N. O.	-	-

Al interior de la zona 5 (Figura 5-12a), las tasas de evaporación registradas se comportan de manera similar a lo teóricamente esperable. Aunque no se realizaron mediciones en napas más someras que 0,48 m de profundidad, ya es posible distinguir un leve cambio en la pendiente de la curva. La aparente estabilización de la evaporación registrada a medida que aumenta la profundidad, puede deberse a que las tasas cuantificadas se encuentran cerca del límite de detección del equipo o a la existencia real de una baja tasa de evaporación generada a partir del contenido de humedad residual existente en el perfil del suelo. Debido a la profundidad de la napa y a la inestabilidad de la perforación, no fue posible tomar muestras de agua desde el acuífero en el punto T3D1, por lo tanto no se dispone de información de temperatura ni de densidad para dicho punto.

Figura 5-12: Curvas de Evaporación *EV* v/s Profundidad de la napa, II Región-L. Tuyajto, s. del Laco y s. de A. Calientes 2.



Las tasas de evaporación medidas en la zona 6 fluctuaron entre los 0,2 y 0,8 $mm \cdot d^{-1}$. Aun cuando las condiciones climáticas se mantuvieron estables durante los dos días de medición, los valores obtenidos difieren del comportamiento esperado, con relaciones aceptables para un mismo día, no así al considerarlos conjuntamente (Figura 5-12 (b)). La presencia de un estrato de menor permeabilidad (suelo de textura más fina) o un mayor espesor de la costra salina sobre los puntos T8D1 y T9D2, que inhibiría los flujos de vapor, podrían explicar estas anomalías.

El punto T6D1 presentó un alto contenido de humedad en los primeros centímetros de la perforación y una vez alcanzada la zona saturada el proceso de estabilización del nivel freático fue lento, alcanzando niveles dispares en las diversas punteras construidas. Debido a esto, la medición en el punto T6D1 se consideró anómala y no fue incluida en los análisis posteriores.

Se observa en la Figura 5-12 (c) que a pesar de no existir grandes diferencias en los suelos muestreados, el punto L1D1 presentó flujos de evaporación considerablemente menores que los obtenidos en los otros puntos establecidos en la zona 7. La situación podría deberse a la existencia de una pequeña lámina arcillosa, la que no alcanza a ser cuantificada en los análisis granulométricos.

Los flujos evaporativos en la zona 8 muestran una disminución abrupta con el aumento de la profundidad del nivel saturado (Figura 5-12 (d)), presentando una tasa máxima de 1,4 $mm \cdot d^{-1}$ a los 0,19 m de profundidad y un mínimo de 0,12 $mm \cdot d^{-1}$ cuando la napa se encuentra a 1,65 m de profundidad.

Al igual que en algunas de las zonas anteriores, no fue posible muestrear agua desde todos los puntos definidos. Los únicos datos obtenidos en terreno muestran una densidad de $1.000,5 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$ y una temperatura de $16,5 \text{ }^\circ\text{C}$, cifras que se encuentran dentro de los rangos observados en los otros puntos de control. Debido a esto, se asumió que las características de los escurrimientos subterráneos en las zonas que no fueron muestreadas serán similares a los valores medios registrados en los puntos con información.

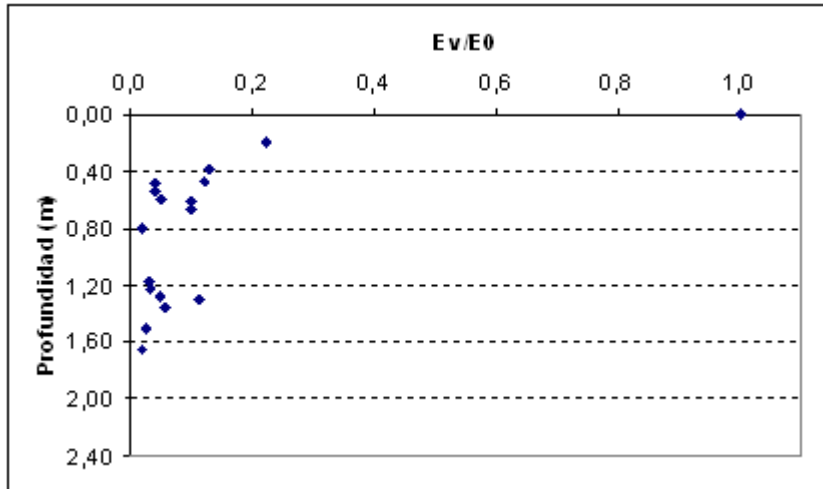
Al comparar las tasas de EV medidas en las diferentes zonas y por consiguiente sobre diferentes composiciones texturales, es posible concluir que el flujo de evaporación interpolado linealmente entre los puntos ubicados a 0,39 y 0,55 m de profundidad en la zona 7 (suelo mixto con predominancia de arenas) es de $0,56 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ para una profundidad de saturación de 0,47 m, valor que representa un 30% de disminución con respecto al flujo medido en la zona 8 (compuesta mayoritariamente por arenas), donde se obtuvo una tasa de $0,76 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$. En este contexto, llama la atención los bajos flujos cuantificados en la zona 5 que para la misma profundidad de saturación registró una tasa de evaporación 60% menor que la correspondiente a la zona 8.

Los suelos de tipo granular parecen ajustarse mejor al comportamiento teórico esperado, probablemente gracias a una mayor homogeneidad en su composición estructural. Por lo general, al realizar un análisis visual del perfil de suelo, es posible detectar la presencia de numerosas estratificaciones de diverso espesor que se encuentran intercalando estratos de mayor potencia y homogeneidad. La existencia de dichas intercalaciones podría explicar en gran medida las diferencias observadas en las tasas de evaporación para profundidades del acuífero y condiciones atmosféricas similares.

Los suelos muestreados en las zonas 6 y 7 presentaron un alto contenido de humedad superficial (inmediatamente bajo la costra salina) a pesar de las distintas profundidades del nivel freático que fueron registradas.

La Figura 5-13 presenta el resumen las tasas de evaporación obtenidas en la II Región, normalizadas según la tasa de evaporación desde superficies de agua libre. La mayor concentración de puntos se ubica bajo los 40 cm de profundidad, dado que se midió cerca de lisímetros existentes en el sector. De este modo las profundidades en las zonas 5, 6 y 7 estuvieron condicionadas por la ubicación de los lisímetros, midiendo en napas más superficiales sólo en la zona 8. Las tasas de evaporación muestran un descenso con el aumento de la profundidad de la napa. El comportamiento teórico de la evaporación en función de la profundidad del acuífero (asumiendo un flujo bajo condiciones ideales) establece que para napas someras las tasas de evaporación presentan una fuerte disminución al variar algunos centímetros la profundidad de saturación, sin embargo, para niveles freáticos mayores, las tasas se mantienen relativamente constantes y por lo tanto son más sensibles a la influencia de otros factores que actúan en el proceso. Debido a lo anterior es posible notar una mayor variabilidad en los flujos de vapor medidos cuando se tienen tasas de evaporación relativamente bajas (napas profundas).

Figura 5-13: Evaporación v/s Profundidad de la napa II Región, Tuyajto, Laco y AC II.



5.1.2.3. Región III de Atacama

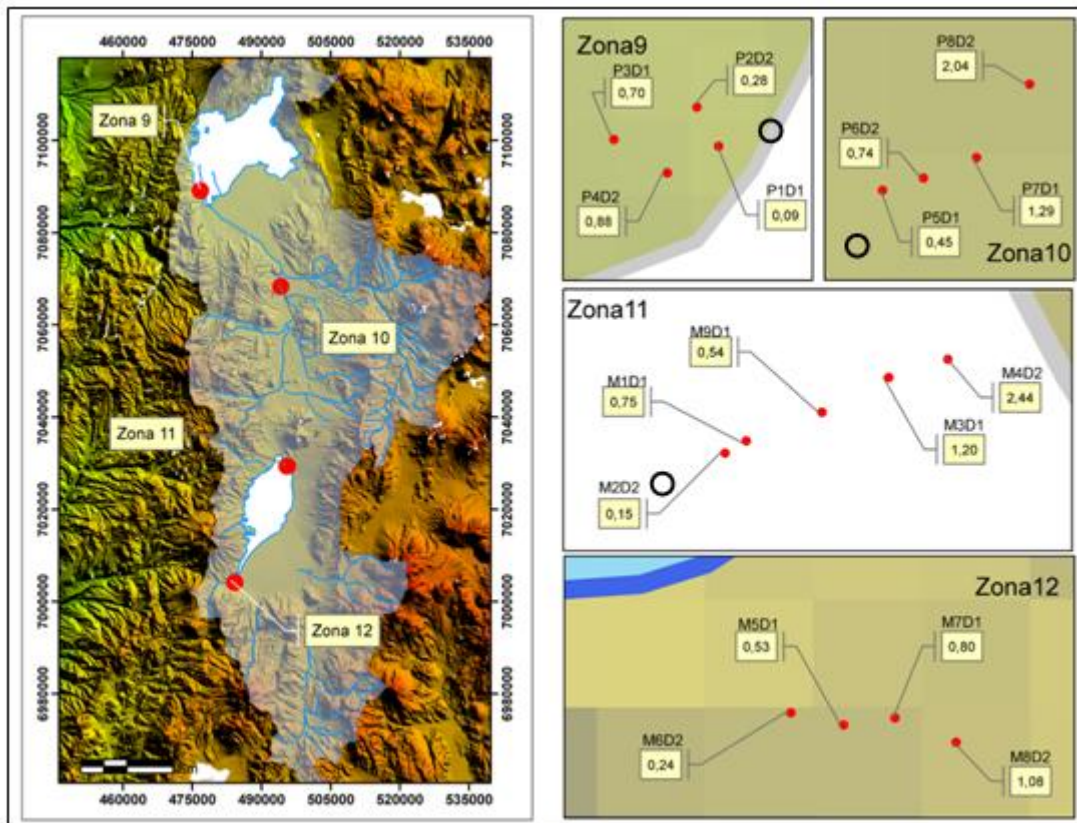
Los 17 lugares en que se midió evapotranspiración en la III Región fueron distribuidos en cuatro zonas, dos de las cuales se ubicaron en la cuenca del salar de Pedernales (zonas 9 y 10) y dos en la del salar de Maricunga (zonas 11 y 12).

Las mediciones en Pedernales incluyen 4 puntos en la zona sur-oeste del salar (zona 9) y 4 en la ribera del río La Ola, aguas arriba del tranque de regulación operado por Codelco (zona 10). Por su parte, en Maricunga se trabajó en 5 puntos en el sector este del salar (zona 11) y 4 en la vecindad de la Laguna Santa Rosa (zona 12).

La ubicación de las cuatro zonas y el detalle de los 17 puntos muestreados se presenta en la Figura 5-14. Se indica el nombre y profundidad de los puntos de medición y la ubicación de tanques evaporímetros instalados en terreno (círculos).

A continuación se presentan los resultados obtenidos en la campaña de terreno realizada en la III Región de Atacama. En la Tabla 5-15 se exponen las principales variables de interés y en la Figura 5-15 muestra en forma gráfica las tasas de evaporación registradas en función de la profundidad de las napas freáticas, obtenidas en las cuencas de Pedernales y Maricunga.

Figura 5-14: Ubicación puntos de medición y profundidad de la napa III Región.



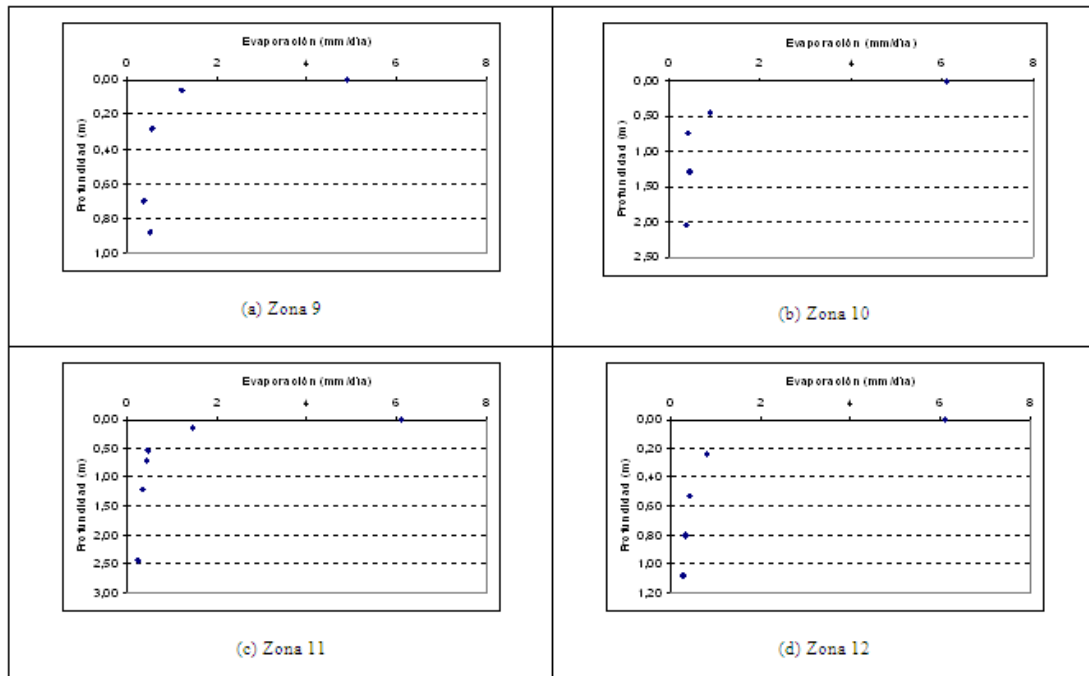
Las tasas registradas alcanzaron un máximo de $1,46 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, cuando la napa se ubicó a $0,15 \text{ m}$ (M2D2), mientras que el mínimo, con un flujo de $0,26 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, fue registrado en el punto M4D2 con una profundidad de saturación de $2,44 \text{ m}$.

Los suelos analizados presentan texturas relativamente homogéneas, con partículas gruesas a medias. En la zona 9 se manifiestan suelos mixtos con un alto contenido de arenas, mientras que en la zona 10 predominan definitivamente las arenas. Por su parte, a las zonas 11 y 12 corresponden suelos mixtos que van desde los franco arenosos hasta las arenas.

Tabla 5-15: Resultados de evaporación *EV* campaña III Región. Salar de Pedernales y salar de Maricunga.

Id	Fecha	Ev.	Prof. napa	Textura	Clima	Densidad
		(mm/día)	(mbnt)			(g/l)
Tanque	07-03-2008	4,9	0,00	-	P. N.	1.003,0
P1D1	07-03-2008	1,209	0,09	Franco arenoso	P. N.	1.003,0
P2D2	07-03-2008	0,557	0,28	Franco arenoso	P. N.	1.013,0
P3D1	08-03-2008	0,375	0,70	Franco arenoso	Despejado	1.005,5
P4D2	08-03-2008	0,513	0,88	Franco	Despejado	1.003,0
Tanque	09-03-2008	6,1	0,00	-	Despejado	1.003,0
P5D1	09-03-2008	0,912	0,45	Areno francoso	Despejado	1.004,0
P6D2	09-03-2008	0,423	0,74	Arena	Despejado	1.002,0
P7D1	10-03-2008	0,459	1,29	Arena	Despejado	1.000,0
P8D2	10-03-2008	0,378	2,04	Arena	Despejado	-
Tanque	12-03-2008	6,1	0,00	-	Despejado	1.027,0
M1D1	12-03-2008	0,441	0,72	Areno francoso	Despejado	1.000,5
M2D2	12-03-2008	1,458	0,15	Areno francoso	Despejado	1.000,5
M3D1	13-03-2008	0,347	1,20	Franco arenoso	Despejado	1.000,0
M4D2	13-03-2008	0,257	2,44	Franco arenoso	Despejado	1.000,0
M9D1	14-03-2008	0,458	0,54	Areno francoso	Despejado	1.000,5
Tanque	-	6,1	0,00	-	-	-
M5D1	15-03-2008	0,396	0,53	Arena	Despejado	1.000,0
M6D2	15-03-2008	0,816	0,24	Franco arenoso	Despejado	1.000,0
M7D1	16-03-2008	0,328	0,80	Areno francoso	Despejado	1.000,0
M8D2	16-03-2008	0,266	1,08	Areno francoso	Despejado	1.001,0

Figura 5-15: Curvas de Evaporación *EV* v/s Profundidad de la napa, III Región-salar de Pedernales y salar de Maricunga.



En la zona 9 se realizó la medición de evaporación desde la napa más somera del estudio. Esta correspondió al punto denominado P1D1, con una profundidad de saturación de 0,09 m. Allí se registró una tasa de $1,2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, equivalente al 25% de la evaporación desde superficies de agua libre obtenida en terreno.

De acuerdo a la Figura 5-15 (a), a excepción del punto P4D2, en el cual se midió una mayor tasa que en los puntos representativos de napas más superficiales, los registros siguen la tendencia teórica que relaciona la tasa de evaporación con la profundidad de la napa.

Las densidades registradas presentaron variaciones de hasta $10 \text{ g} \cdot \text{L}^{-1}$ (Tabla 5-15), lo que se traduciría en una corrección de los flujos de evaporación cercana al 1%. Para efectos del presente estudio se consideró que ajustes menores al 5% son irrelevantes en comparación con la influencia de otros factores con mayor incertidumbre que intervienen en el fenómeno.

En la Figura 5-15b se graficó la relación existente entre la tasa de evaporación cuantificada mediante la metodología del domo y la profundidad de saturación del suelo para la zona de medición Z10. Se observa un fuerte descenso en la evaporación hasta los 0,75 m, profundidad a partir de la cual el flujo de evaporación comienza a estabilizarse alrededor de los $0,4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, experimentando un leve descenso para profundidades mayores.

En la zona 11 se monitoreó la evaporación durante 3 días bajo condiciones climáticas estables, en cinco puntos ubicados en el salar de Maricunga. Al igual que en la zona anterior, en la Figura 5-15c se observa que los puntos muestreados siguen un comportamiento similar al teórico, con una disminución acelerada de la evaporación para los niveles de saturación superiores a los 0,5 m de profundidad y menos pronunciados para niveles más someros. La menor tasa registrada fue de $0,26 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, que se alcanzó a los 2,5 m.

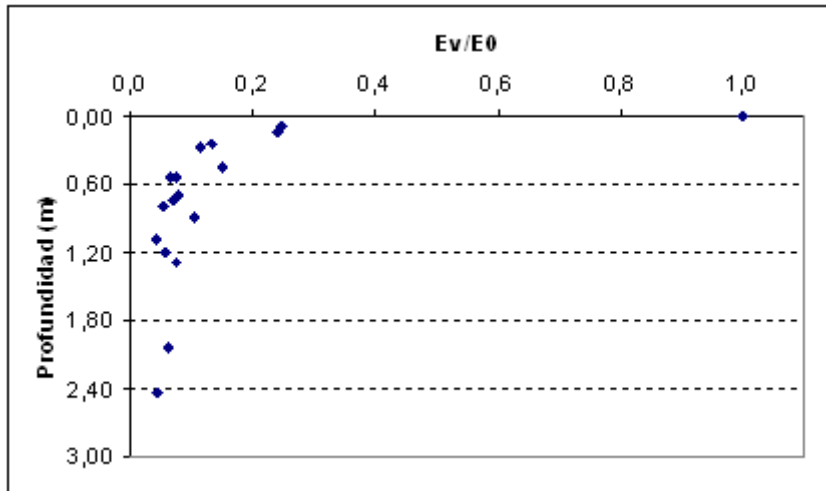
Los últimos cuatro puntos muestreados correspondieron a la zona 12, ubicada en el margen sur-este de la Laguna Santa Rosa. De la Figura 5-15c se desprende que para una profundidad del nivel freático de 24 cm, la tasa de evaporación obtenida fue de $0,82 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, experimentando un descenso sostenido hasta alcanzar los $0,27 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ a una profundidad de 1,08 m.

Los resultados obtenidos en la III Región se comportan de acuerdo a lo esperado, comparando las mediciones efectuadas en la cuenca del salar de Pedernales, se observa que para una profundidad del nivel freático de 0,7 m y para condiciones climáticas similares (cielos completamente despejados durante todo el intervalo de medición), el suelo con mayor contenido de arenas entregó una tasa diaria de $0,42 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, mientras que el suelo de origen mixto presentó un flujo de $0,38 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, representando una diferencia del 10%.

En la zona 10 se midió un nivel freático de 0,45 m de profundidad asociado a una tasa de evaporación de $0,912 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (P5D1), mientras que para una profundidad de 0,74 m la tasa fue de $0,42 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (P6D2). Al interpolar linealmente estos valores, con el fin de efectuar una comparación con las mediciones realizadas en la cuenca del salar Maricunga, se obtuvo una tasa de $0,83 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ para una profundidad de 0,5 m, representando un incremento del 80% con respecto al registró efectuado en la zona 11 para la misma profundidad, confirmando la influencia de la composición textural de los suelos en la evaporación (zona 10 presenta suelos franco-arenosos y zona 11 suelos de carácter más grueso formado principalmente por arenas).

La Figura 5-16 muestra las tasas de evaporación normalizadas que se obtuvieron durante la campaña realizada en la III Región de Atacama. Se observa una disminución de la evaporación con la profundidad que podría ser representativa de los suelos y condiciones meteorológicas existentes en la zona de estudio.

Figura 5-16: Evaporación v/s Prof. de la napa III Región, Pedernales y Maricunga.



5.1.2.4. Variación diaria de la evaporación

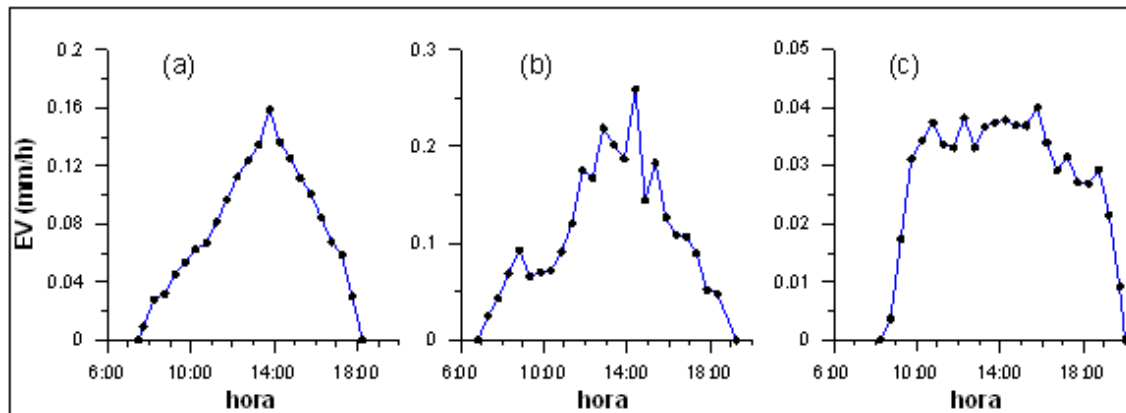
La Figura 5-17 muestra la evolución de la evaporación durante el día en 3 puntos representativos. Los registros obtenidos en zonas con profundidades del nivel freático cercanos a la superficie muestran un comportamiento característico, estrechamente relacionado con la demanda evaporativa atmosférica, con un incremento de los flujos de vapor durante las primeras horas de la mañana, máximos en torno al mediodía (entre las 11:00 y 15:00 hrs) y fuertes descensos durante la tarde. Este es el caso del punto H16D2, ubicado en la cuenca del salar del Huasco (Figura 5-17 (a)).

La medición del punto H1D1 (profundidad del nivel freático de 0,22 m), fue efectuada bajo condiciones climáticas inestables. Durante la mañana y la tarde los cielos se presentaron completamente despejados, mientras que alrededor del mediodía nubes ocasionales cubrieron el lugar. Este comportamiento se ve reflejado en las oscilaciones registradas en la curva diaria de evaporación (Figura 5-17 (b)).

Un comportamiento diferente se distingue en zonas de napas profundas (Figura 5-17 (c)), constatándose una menor relación entre las condiciones atmosféricas y los flujos de vapor emanados desde el suelo (punto M3D1), los que se observan relativamente constantes a lo largo del día. Si bien sería esperable que exista un desfase en el inicio de la evaporación para napas profundas debido al efecto regulador del suelo, éste no se logró identificar en forma sistemática durante las experiencias realizadas.

Cabe señalar que si bien estas curvas representan el comportamiento comúnmente observado durante las campañas de campo, en algunas ocasiones se encontraron patrones del tipo (c) en acuíferos someros o de los tipos (a) y (b) en puntos con napas relativamente profundas. Esta situación podría deberse a la presencia de estratos impermeables que limitarían los flujos de evaporación, dados por el déficit higrométrico para el primer caso y a posibles vías preferenciales o suelos muy granulares en el segundo. En el Anexo D se presentan las curvas diarias de todos los puntos evaluados en el estudio.

Figura 5-17: Comportamiento diario de la tasa de evaporación.



5.2. Evaluación de la metodología del Domo

La metodología del domo representa una alternativa simple, rápida, directa y de bajo costo que permite estimar la evaporación desde suelos desnudos e incluso cubiertos con vegetación. Su implementación puede ayudar a incrementar el conocimiento sobre el fenómeno en zonas con escasa información. En gran parte de las cuencas altiplánicas ubicadas en territorio nacional no existen estimaciones directas de evaporación desde napas freáticas someras, debiendo adoptarse valores referenciales de estudios realizados en zonas cercanas. En este contexto, contar con una metodología confiable sería de gran utilidad para la cuantificación de la evaporación y el manejo de los recursos hídricos. El objetivo de esta sección es evaluar el funcionamiento del método del domo mediante la comparación con metodologías alternativas que han sido implementadas en la zona y bajo condiciones controladas en laboratorio.

Existen diversos estudios que han intentado comparar el método del domo con otras aproximaciones de medición. Mientras algunos de ellos han estimado diferencias menores al 5% (Reicosky & Peters, 1977; Pickering et al., 1993), otros, utilizando correlaciones de Eddy, han determinado diferencias cercanas al 30% (Stannard & Weltz, 2006) e incluso se han reportado discrepancias mayores al 50% utilizando la metodología de las tasas de Bowen (Dugas et al., 1991). En todos ellos se ha concluido que el método del domo tiende a sobreestimar los flujos de evaporación.

5.2.1. Comparación con otras mediciones

Se dispone de estimaciones de *EV* efectuadas mediante lisímetros y microlisímetros, en tres de las seis cuencas estudiadas. Estas mediciones fueron realizadas en suelos de características similares a los muestreados con el domo. Cabe señalar que los valores obtenidos con lisímetros reflejan la tasa promedio alcanzada durante un período de registro de varios meses. Además, las profundidades del nivel freático en el interior de los lisímetros fueron fijadas de forma artificial, por lo que no necesariamente representan la situación natural de los suelos circundantes. Debido a esto, no es posible comparar en forma directa las mediciones puntuales e

instantáneas realizadas a través del domo con los resultados de un lisímetro en particular, debiendo analizarse como conjunto y a través de las tendencias obtenidas con ambos métodos.

Al realizar mediciones de evaporación mediante la metodología de los lisímetros debe tenerse especial cuidado en evitar las fugas de agua a través de válvulas y uniones, además de impedir los caminos de flujo preferencial entre la columna de suelo y el borde del tanque que la almacena. De ocurrir, ambas situaciones se traducirán en una sobreestimación de los flujos de evaporación.

Las estimaciones realizadas con el domo presentaron tasas de evaporación del mismo orden de magnitud que las obtenidas a través de lisímetros. Sin embargo, estos últimos suelen determinar caudales mayores, con diferencias que pueden llegar incluso hasta el 300% (caso salar del Huasco).

5.2.1.1. Laguna Tuyajto

Se cuenta con información de evaporación en diferentes tipos de suelo, la que ha sido generada mediante la construcción y operación, por parte de Geoaguas Consultores (2007), de tres lisímetros de carga variable y cinco microlisímetros pesables. Los lisímetros instalados tienen una altura de 1,5 m y un diámetro interno de 29 cm, mientras que los microlisímetros tienen 30 cm de altura y un diámetro aproximado de 15 cm. La Tabla 5-16 muestra las principales características de los sistemas de medición implementados en Tuyajto y las tasas de evaporación obtenidas en cada uno de ellos. El lisímetro denominado Tuyajto 1 fue construido con suelo alterado, pudiendo no resultar representativo de la realidad.

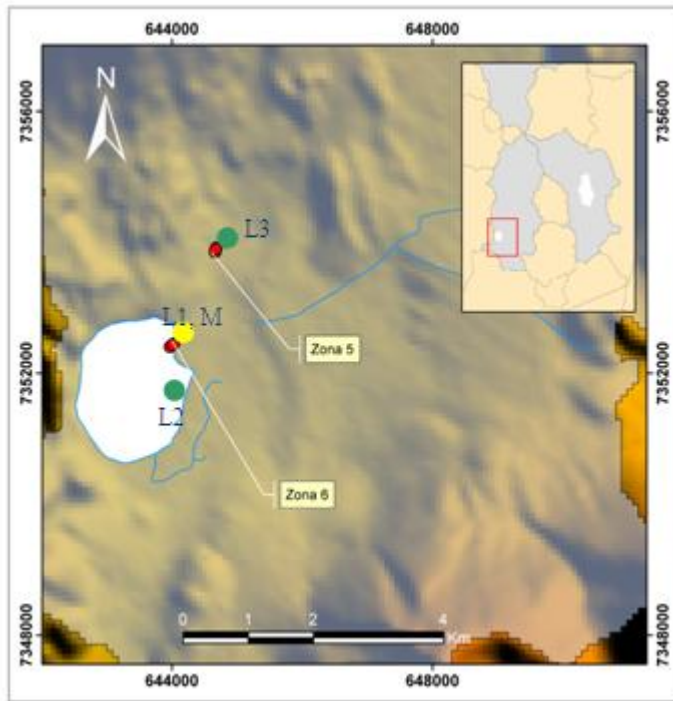
Tabla 5-16: Resultados sistemas implementados por Geoaguas en lag. Tuyajto.

Id	Tipo de suelo	Ubicación (UTM, PSAD 56)		Cota (msnm)	Prof. napa (m)	EV (mm/d)
		Norte (m)	Este (m)			
Tuyajto L1	Alterado	644.218	7.352.820	4.053	0,410	1,10
Tuyajto L2	Inalterado	644.314	7.351.752	4.053	0,090	1,32
Tuyajto L3	Inalterado	644.892	7.354.295	4.056	0,230	3,46
Micro 1.1	Inalterado	644.217	7.352.828	4.053	0,256	2,19
Micro 1.2	Inalterado	644.217	7.352.828	4.053	0,259	2,08
Micro 1.3	Inalterado	644.217	7.352.828	4.053	0,258	2,19
Micro 2.1	Inalterado	644.217	7.352.828	4.053	0,242	1,62
Micro 2.2	Inalterado	644.217	7.352.828	4.053	0,236	2,08

Fuente: [Geoaguas Consultores, 2007]

La Figura 5-18 muestra la ubicación de los lisímetros utilizados para la comparación. El punto identificado con las siglas L1 y M corresponde al sector de instalación del lisímetro 1 y del conjunto de microlisímetros. Se observa que las mediciones con el domo fueron realizadas en las cercanías de los lisímetros L1 y L3.

Figura 5-18: Ubicación lisímetros laguna Tuyajto.

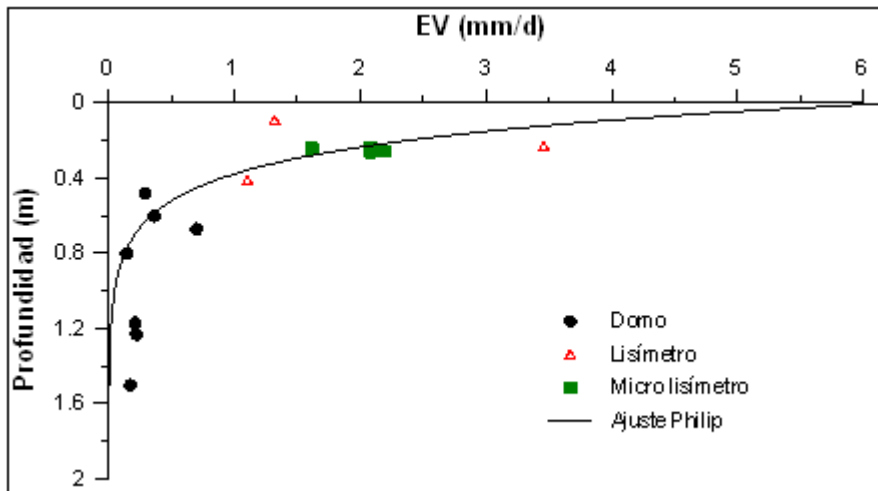


La Figura 5-19 presenta la comparación entre las estimaciones realizadas con el domo en la cuenca de la laguna Tuyajto y las efectuadas por Geoaguas Consultores. La curva ajustada, correspondiente al modelo exponencial de menor error cuadrático medio, considera sólo los puntos obtenidos con la metodología del domo.

Con el fin de replicar las condiciones litológicas del medio poroso contenido en los lisímetros, las mediciones con el domo se realizaron en la vecindad de los equipos instalados por Geoaguas.

Debido a restricciones de diseño, la profundidad del nivel freático simulada al interior de los lisímetros fue inferior a la existente en los suelos colindantes, y por consiguiente a las registradas utilizando el domo.

Figura 5-19: Evaluación metodología del domo en Laguna Tuyajto.



Proyectando los valores reportados con el domo, se obtiene que para una profundidad del nivel freático de 0,23 m, la tasa diaria de evaporación es de $1,97 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. Para esa misma profundidad, los microlisímetros permitieron registrar una tasa de $2,08 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, estableciendo una diferencia del 5,3%. Para una profundidad de 0,41 m, los flujos de evaporación estimados fueron de 1,10 y $0,85 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ con lisímetros y domo respectivamente. Se observa que para profundidades de 0,23 y 0,24 m, las mediciones efectuadas con lisímetros y microlisímetros entregaron tasas de 3,46 y $1,62 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, presentando una diferencia mayor al 100%. En conclusión, las tasas de evaporación registradas con lisímetros resultaron levemente mayores que las estimaciones obtenidas del domo. Dicho comportamiento contradice lo expuesto en la literatura, lo que puede deberse a un mal funcionamiento de los sistemas lisimétricos o a que el ajuste obtenido con el domo resulta poco representativo de la situación real para napas más someras.

Al comparar la profundidad del nivel freático simulada en su interior con los flujos determinados en los otros equipos instalados en la cuenca, llama la atención la baja tasa de evaporación registrada en el lisímetro L2.

La Tabla 5-17 presenta una comparación entre los valores proyectados mediante el ajuste exponencial y las tasas medidas directamente con lisímetros y microlisímetros. Se observa que las mediciones realizadas se ajustan en forma adecuada a la curva de evaporación construida, con diferencias que no sobrepasan el 25 % a excepción de los registros obtenidos del lisímetro L2.

Tabla 5-17: Tasas medidas (lisímetros) y proyectadas (domo) en laguna Tuyajto.

Id	Evaporación (mm/día)			
	Medida (lisímetro)	Estimada (domo)	Diferencia	% Diferencia
L 1	1,10	0,85	0,25	22,7
L 2	1,32	4,01	-2,69	203,8
L 3	3,46	2,24	1,22	35,3
M 1.1	2,19	1,79	0,40	18,3
M 1.2	2,08	1,76	0,32	15,4
M 1.3	2,19	1,77	0,42	19,2
M 2.1	1,62	1,92	-0,30	18,5
M 2.2	2,08	1,97	0,11	5,3

5.2.1.2. Salar del Huasco

Entre enero del 2007 y enero del 2008, GP Consultores (Collahuasi-GP Consultores, 2008) instaló y monitoreó un conjunto de 12 lisímetros de carga constante representativos de 4 sectores del salar del Huasco. En cada sector se extrajeron tres columnas de suelo inalterado, las que fueron utilizadas para simular diferentes profundidades de las napas subterráneas.

Para facilitar la lectura de datos durante el período de registro, los lisímetros fueron trasladados desde las cuatro zonas hacia una parcela experimental, lugar donde fueron instalados (UTM 7.759.059N, 512.790E, PSAD 56).

Los lisímetros utilizados corresponden a tubos cilíndricos de PVC de 1 m de altura y 40 cm de diámetro, alimentados por estanques de recarga de 32,5 cm de diámetro y 1,8 m profundidad. La muestra de suelo se ubica en los 80 cm más superficiales del lisímetro dejando los 20 cm restantes para la instalación de filtros y el ingreso del agua proveniente del estanque de recarga.

La Tabla 5-18 presenta un resumen con las principales características de los lisímetros implementados en la cuenca del salar del Huasco. Se establece su ubicación, la profundidad del nivel freático simulada en su interior y la tasa de evaporación registrada en cada uno de ellos.

Tabla 5-18: Resultados lisímetros implementados por Collahuasi-GP Consultores en salar del Huasco.

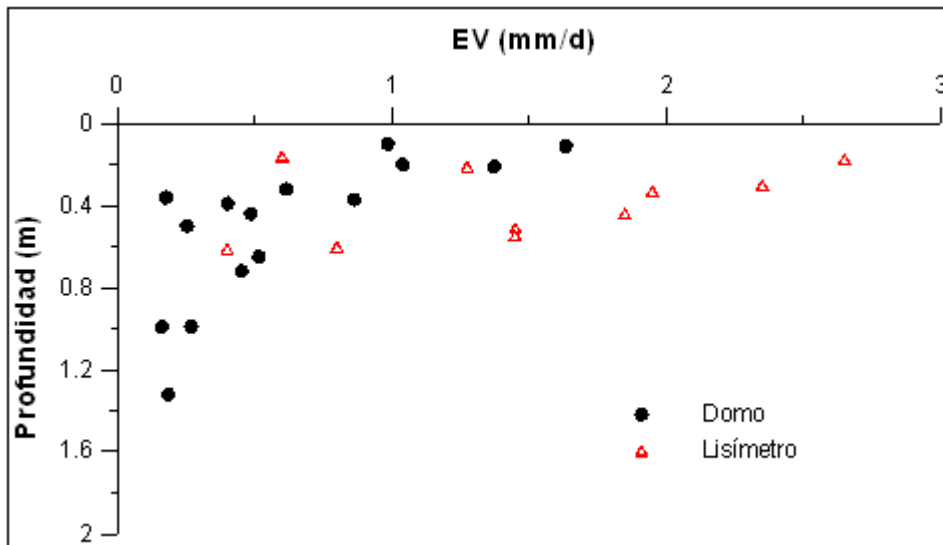
Id	Ubicación (UTM)		Cota (msnm)	Prof. napa (m)	EV (mm/d)
	Norte (m)	Este			
L 1.1	7.756.725	513.385	3.781	0,18	2,65
L 1.2	7.756.725	513.385	3.781	0,36	3,20
L 1.3	7.756.725	513.385	3.781	0,61	0,40
L 2.1	7.755.008	514.237	3.782	0,19	4,25
L 2.2	7.755.008	514.237	3.782	0,44	1,85
L 2.3	7.755.008	514.237	3.782	0,60	0,80
L 3.1	7.753.893	517.609	3.781	0,21	1,28
L 3.2	7.753.893	517.609	3.781	0,33	1,95
L 3.3	7.753.893	517.609	3.781	0,51	1,45
L 4.1	7.755.807	518.116	3.781	0,16	0,60
L 4.2	7.755.807	518.116	3.781	0,30	2,35
L 4.3	7.755.807	518.116	3.781	0,55	1,45

Fuente: [Adaptado de Collahuasi-GP Consultores, 2008]

Como se observa en la Figura 5-20, solo cuatro de los 12 lisímetros analizados exhiben tasas de evaporación comparables a las obtenidas con el domo, el resto de las estimaciones realizadas con lisímetros determinan flujos considerablemente mayores. Sin embargo, el conjunto de todas las mediciones muestra un comportamiento que permitiría establecer un patrón común o al menos un rango para *EV*. La evaporación promedio obtenida con los lisímetros para el intervalo de profundidades del nivel freático comprendido entre 0,6 y 0,65 m fue de $0,60 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, mientras que con el domo fue de $0,52 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (15% de diferencia). Por su parte, para una profundidad del nivel freático de 0,33 m, las tasas diarias registradas con lisímetros fueron 3 veces superiores a las determinadas con del domo ($0,62$ y $1,95 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$).

Considerando sólo las mediciones realizadas por Collahuasi-GP Consultores (2008) no es posible observar una clara tendencia para la relación evaporación – profundidad napa, presentándose tasas muy variables para profundidades de saturación semejantes, lo que podría deberse a errores de funcionamiento, medición o interpretación de los datos registrados, o a que estos representan suelos de características muy distintas.

Figura 5-20: Evaluación metodología del domo en salar del Huasco.



5.2.1.3. Salar de Aguas Calientes 2

Durante los meses de diciembre de 2006 y agosto de 2007 se monitorearon 6 lisímetros de carga variable en la cuenca del Salar de Aguas Calientes II, los que fueron instalados en una parcela experimental ubicada en el margen suroeste del salar (Ugarte, 2007). Los lisímetros, de 1 m de profundidad, se construyeron con el fin de representar suelos formados por arenas finas (L1 y L2), gravas arenosas (L3 y L4), limos (L6) y suelos cubiertos por costra salina (L5).

A diferencia de los trabajos realizados en Tuyajto y en salar del Huasco, en esta experiencia los niveles al interior de los lisímetros fueron modificados artificialmente, logrando establecer más de un par de datos *EV*-profundidad por equipo.

La Tabla 5-19 muestra las tasas de evaporación obtenidas con sus respectivas profundidades de saturación. Cabe señalar que se desconoce la ubicación de la parcela donde los equipos fueron instalados y de las zonas desde donde se obtuvo el material de relleno utilizado en su construcción.

Tabla 5-19: Resultados lisímetros salar de Aguas Calientes 2.

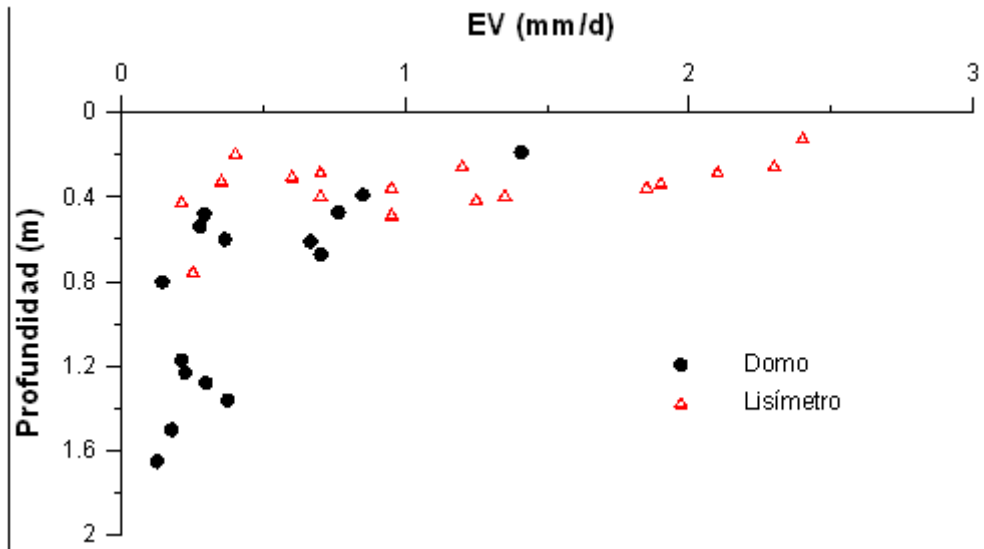
Id	Prof. napa (m)	EV (mm/d)	Id	Prof. napa (m)	EV (mm/d)
L 1-2.1	0,12	3,40	L 3-4.2	0,25	1,20
L 1-2.2	0,25	2,30	L 3-4.3	0,35	0,95
L 1-2.3	0,28	2,10	L 3-4.4	0,39	0,70
L 1-2.4	0,33	1,90	L 5.1	0,28	0,70
L 1-2.5	0,35	1,85	L 5.2	0,30	0,60
L 1-2.6	0,38	1,35	L 5.3	0,32	0,35
L 1-2.7	0,41	1,25	L 5.4	0,75	0,25
L 1-2.8	0,48	0,95	L 6.1	0,19	0,40
L 3-4.1	0,12	2,40	L 6.2	0,42	0,21

La Figura 5-21 presenta la comparación entre las estimaciones realizadas con el domo y las efectuadas por Ugarte (2007) mediante lisímetros. Debido a que sólo se cuenta con 4 mediciones en la cuenca del salar de Aguas Calientes 2 y dos de ellas presentan napas bajo 1,2 m de profundidad, se optó por considerar toda la información generada con el domo en la II Región.

Las mediciones efectuadas con ambas metodologías poseen una estructura similar, con tasas de evaporación dispuestas en un único conjunto de puntos. En el intervalo de profundidades con información común no se advierte una clara predominancia en las tasas obtenidas por algún método en particular. Para una profundidad del nivel freático de 0,39 m, la evaporación registrada con el domo fue un 21% mayor que la obtenida mediante lisímetros, con valores de $0,85 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ y $0,70 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, respectivamente. Para napas ubicadas a 0,48 m de profundidad, las tasas diarias registradas fueron de $0,76 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ con el domo y $0,95 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ con lisímetros, es decir presentaron una diferencia del 20%, esta vez mayor en el domo.

Al igual que en lo ocurrido en el salar del Huasco, las mediciones con lisímetros presentan una gran dispersión para un mismo rango de profundidades.

Figura 5-21: Evaluación metodología del domo en salar de Aguas Calientes 2.



5.2.2. Mediciones en laboratorio

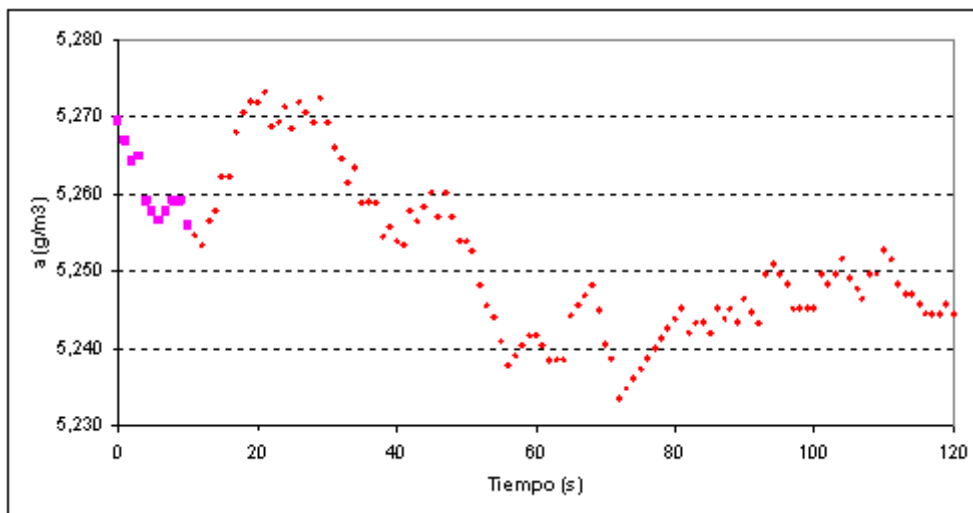
Todos los instrumentos de medición diseñados para cuantificar variables atmosféricas poseen rangos de precisión y exactitud los que establecen las magnitudes mínimas que pueden ser medidas con seguridad y los errores que se pueden cometer en una lectura puntual. Los sensores instalados al interior del domo permiten cuantificar la humedad relativa y la temperatura con exactitudes de 1,5% y 0,2°C respectivamente. Por consiguiente, en cada medición existirán pequeñas diferencias entre la densidad de vapor registrada al interior del domo y su magnitud real. Dependiendo de la precisión del sensor, estas diferencias podrían traducirse finalmente en errores en la cuantificación de las tasas de evaporación.

Ante esta situación resulta interesante evaluar el comportamiento del domo ante condiciones límites o controladas. En particular, se han realizado experiencias de laboratorio con el propósito de medir el flujo de evaporación desde una superficie seca y aislada (sin evaporación) bajo distintas condiciones de temperatura y velocidad de rotación de los ventiladores. De esta forma se podrá estimar una tasa mínima de medición confiable para el domo.

En la Figura 5-22 se presenta el resultado obtenido en una de las experiencias realizadas. Se observa que la densidad de vapor al interior del domo presenta un comportamiento errático con una leve tendencia a la disminución y una variación máxima para todo el intervalo de $0,04 \text{ g}\cdot\text{m}^3$.

Utilizando los procedimientos de medición y análisis de resultados definidos en la sección 3.2.2.1, la tasa de evaporación obtenida del presente ensayo sería de $0,07 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, valor del mismo orden de magnitud que las tasas instantáneas mínimas medidas durante las campañas de terreno. Sin embargo, al no existir una tendencia sostenida de aumento o disminución en el contenido de vapor de agua en el domo durante todo el período de medición, es posible concluir que, a pesar de que la metodología empleada entrega una tasa de evaporación, la simple inspección visual de los registros obtenidos permite descartar la presencia de evaporación o condensación, por lo tanto, las variaciones de la densidad de vapor observadas durante la experiencia pueden ser consideradas como "ruido" de medición y el valor de $0,04 \text{ g}\cdot\text{m}^3$ representaría su magnitud.

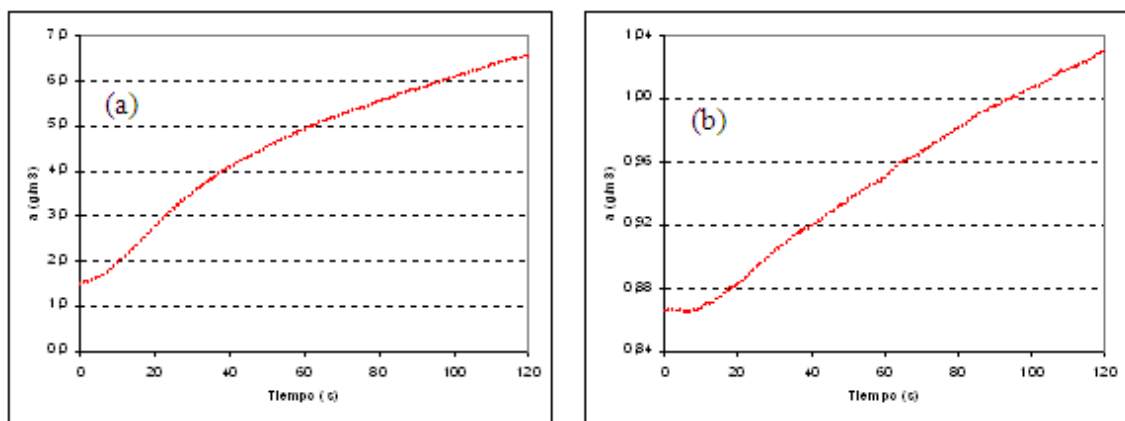
Figura 5-22: Evaluación domo, medición en laboratorio.



La Figura 5-23 presenta la comparación de dos mediciones realizadas en terreno. En la Figura 5-23a se aprecia el comportamiento típico de una medición de evaporación instantánea. La curva presenta un período inicial en que la densidad de vapor permanece constante, luego se observa un brusco incremento en la tasa de cambio del parámetro, la que pasados unos segundos comienza a disminuir tendiendo a una densidad de vapor de equilibrio o saturación. El ejemplo corresponde a una medición instantánea que reportó una tasa de evaporación de $1,9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. La densidad de vapor de agua dentro del domo tuvo una variación total de $5 \text{ g} \cdot \text{m}^3$.

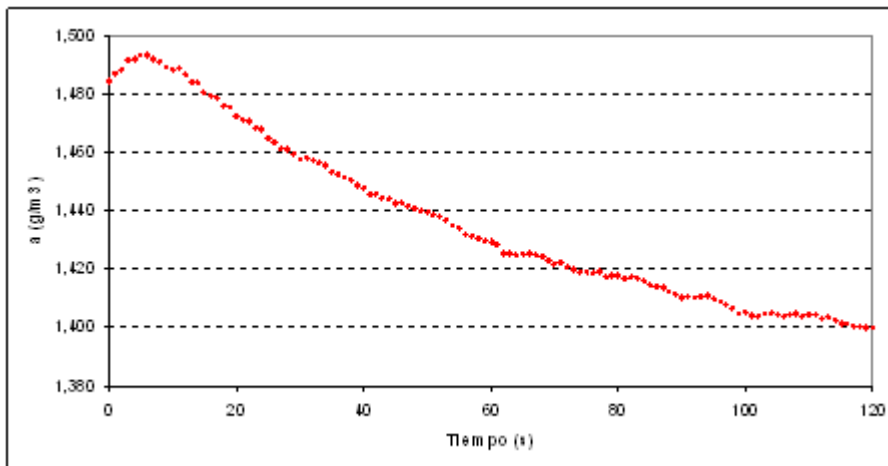
Por su parte, la Figura 5-23b muestra el resultado de una medición instantánea que determinó una tasa de evaporación de $0,073 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. Si bien esta tasa es similar a la obtenida en el ensayo de laboratorio, durante la medición en terreno se observó una tendencia en la evolución de la densidad de vapor de agua, cuya variación total fue de $0,20 \text{ g} \cdot \text{m}^3$, es decir, 5 veces mayor que la registrada en laboratorio. Por lo tanto, la metodología del domo permite identificar la existencia de evaporación cuando las tasas registradas son del orden de los $0,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.

Figura 5-23: Mediciones en terreno. a) evolución densidad de vapor para medición de $1,9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ y b) evolución densidad de vapor para medición de $0,07 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.



La Figura 5-24 muestra la variación de la densidad de vapor correspondiente a una medición instantánea de evaporación llevada a cabo en terreno. Aunque el flujo determinado es de $0,01 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, se interpretó como una tasa de evaporación nula ya que es posible evidenciar una disminución sostenida del parámetro para el período de medición. El incremento inicial se explica por la mayor densidad de vapor contenida en el domo respecto de la existente en las cercanías del suelo.

Figura 5-24: Validación domo, medición de terreno con tasa nula.



Es importante señalar que la obtención de una tasa de evaporación diaria es el resultado de más de 20 mediciones instantáneas, muchas de las cuales poseerán un valor mayor que la tasa media. Para el caso del punto M4D2 ($0,26 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$), la mayor tasa instantánea registrada fue de $0,85 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, evidenciando la existencia de un flujo de evaporación desde el acuífero.

Si consideramos ahora una situación representativa de las condiciones atmosféricas típicas observadas en terreno (temperatura de 15°C , humedad relativa de 10% y presión atmosférica de 62.000 Pa), e incorporamos los rangos de error del sensor, tenemos que en mediciones sucesivas el rango de valores posibles de obtener serán los expuestos en la Tabla 5-20.

Asumiendo que las condiciones se mantienen estables durante el período de medición (T y HR permanecen constantes) y por lo tanto no existe evaporación y utilizando una estimación basada en la regresión lineal de 10 mediciones sucesivas, la tasa de evaporación registrada será de $1,0 \text{ mm/día}$, valor que correspondería al máximo error de estimación posible.

Sin embargo, la exactitud de un sensor no dice necesariamente relación con su precisión, por lo tanto, la situación antes descrita sólo corresponde al caso más desfavorable, ya que al determinar los flujos de evaporación el interés debe centrarse en los errores relativos entre mediciones y no en los absolutos, es decir, si en una medición puntual todas las estimaciones poseen el mismo error la tasa de evaporación obtenida será la real.

Tabla 5-20: Rango mínimo de medición evaporación.

Caso	T ($^\circ\text{C}$)	HR (%)	P. atm (Pa)	e_s (Pa)	e (Pa)	q_v	Ra (J/kg \cdot °K)	ρ_a (kg/m 3)	a (g/m 3)
C 1	15	10	62000	1705,91	170,59	0,002	287,299	0,75	1,28
C 2	14,8	8,5	62000	1684,06	143,15	0,001	287,251	0,75	1,08
C 3	15,2	11,5	62000	1727,99	198,72	0,002	287,348	0,75	1,49

5.3. Curvas de Evaporación

Las curvas de evaporación permiten definir una relación analítica (continua) entre la evaporación a través del suelo y la profundidad de saturación del agua subterránea. Mediante el análisis de los posibles ajustes a los datos recopilados se puede estudiar el comportamiento de la evaporación para niveles de napa someros, así como determinar valores para la profundidad de extinción.

Las mediciones de evaporación fueron ajustadas siguiendo los modelos exponencial (Philip, 1957), exponencial modificado (Grilli & Vidal, 1986), lineal (Harbaugh et al., 2000) y potencial (Morel-Seytoux & Mermoud, 1989).

Las curvas ajustadas son de carácter regional y no zonal, es decir, se construyeron tres conjuntos de curvas, uno por cada Región administrativa. Con esto se reduce la influencia de errores puntuales de medición y se evita la necesidad de contar con información detallada de los suelos presentes en las distintas zonas de estudio. Así, la metodología propuesta consiste en utilizar valores promedio a nivel de cuenca o Región, para determinar flujos a la atmósfera a esta misma escala. Dependiendo del grado y calidad de la información disponible se podrá proponer curvas específicas para cada zona de medición o tipo de suelo.

Para comparar estimaciones en distintos días e incluso en diferentes estaciones del año, especialmente para el caso de mediciones realizadas sobre napas someras, se requiere normalizar la evaporación (E_N) en función de la demanda evaporativa de la atmósfera del día en que éstas se efectuaron. Como medida representativa de esta demanda se consideró la evaporación desde lagunas, equivalente a la evaporación de tanque corregida por los factores de bandeja. Por lo tanto, todas las mediciones obtenidas con la metodología del domo se dividieron por la tasa de evaporación (E_0).

La comparación de los diferentes ajustes analizados se hizo observando el error cuadrático medio (ECM) entre las tasas de evaporación medidas y las proyectadas para una misma profundidad del nivel freático y el parámetro índice de correlación (" Fit "), que se obtiene de la siguiente expresión:

$$Fit = 100 \cdot \left(1 - \sqrt{\frac{\sum_i (\hat{Q}_i - Q_i)^2}{\sum_i (\hat{Q}_i - \bar{Q})^2}} \right) \quad (5.1)$$

donde \hat{Q}_i son los valores estimados mediante el ajuste, Q_i son los valores medidos en terreno y \bar{Q} representa el promedio de los valores observados. Cuando Fit alcanza un valor de 100, las series de valores medidos y calculados coinciden entre sí.

Para los ajustes del tipo exponencial, la minimización del *ECM* le asigna una mayor importancia relativa a los puntos ubicados a menor profundidad. En este tramo la curva es casi horizontal, por lo que una pequeña desviación en sentido vertical se traducirá en un aumento considerable en el *ECM*. Para profundidades mayores la curva posee una forma prácticamente vertical, por lo que una traslación en ese sentido no involucrará grandes cambios en el *ECM*.

Una situación similar ocurre en la calibración del modelo lineal. En este tipo de ajuste se impone una evaporación nula cuando la recta ajustada predice valores negativos. Debido a esto, las tasas de evaporación desde napas relativamente más profundas prácticamente no influyen los parámetros de calibración. Con el fin de lograr un ajuste satisfactorio en los tramos de interés, las curvas conseguidas a través de la minimización del *ECM* fueron corregidas mediante un proceso de ajuste visual, cuando se consideró necesario.

5.3.1. Región I de Tarapacá

Usando los 16 puntos muestreados en la cuenca del salar del Huasco se ajustaron curvas de evaporación. La Figura 5-25 presenta los ajustes obtenidos usando las cuatro expresiones que fueron analizadas. Se observa que la curva exponencial modificada (Grilli & Vidal, 1986) posee el mismo comportamiento que la de tipo exponencial (Philip, 1957). De esto se desprende que los suelos de la cuenca no presentan tasas de evaporación iguales a la evaporación potencial para napas someras, o en otras palabras, no presentan una profundidad de desacoplamiento para la evaporación.

Las curvas calibradas pueden ser expresadas mediante las siguientes ecuaciones:

$$\text{Exponencial} \quad \bar{E}_N = e^{-4,2Z} \quad (5.2)$$

$$\text{Exp. modificada} \quad \bar{E}_N = e^{-4,2(Z-0)} \quad (5.3)$$

$$\text{Lineal} \quad \bar{E}_N = -2,05 \cdot Z + 1 \quad (5.4)$$

$$\text{Potencial} \quad \bar{E}_N = 0,083 \cdot Z^{-0,714} \quad (5.5)$$

Tanto para el análisis del error cuadrático medio como para el índice de correlación, el mejor ajuste obtenido corresponde al modelo potencial (Tabla 5-21).

Tabla 5-21: Bondad de ajuste curvas I Región.

Curva	ECM	Fit
Exponencial	0,124	54,82
Exp. Modificado	0,124	54,82
Lineal visual	0,191	42,36
Potencial	0,073	66,93

El criterio para definir la profundidad de extinción de la evaporación depende del tipo de curva. Para el caso del ajuste lineal esta profundidad puede determinarse en forma directa de la ecuación, despejando el término Z para una evaporación normalizada nula. Por su parte, la profundidad de extinción para los ajustes exponenciales se definió como aquella que entrega una evaporación diaria menor a $0,001 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.

Las curvas de tipo potencial tienden a una estabilización asintótica, definiendo una tasa de evaporación residual que se mantiene aproximadamente constante a lo largo del perfil del suelo. Debido a esto, no es posible identificar una profundidad razonable que determine tasas de evaporación nulas o cercanas a 0.

Las profundidades de extinción obtenidas fueron de 0,49 m para el ajuste lineal y de 1,81 m para el caso exponencial. Para el ajuste potencial, se observa que a una profundidad de 18,3 m la tasa de evaporación proyectada es de $0,01 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. Las profundidades de extinción obtenidas de los ajustes lineal y exponencial parecen ser muy bajas en comparación con las mediciones realizadas directamente en terreno, sin embargo el ajuste exponencial se encuentra en el rango de las profundidades reportadas en literatura.

En la Figura 5-25 y en la Tabla 5-21 se observa que el ajuste lineal no representa adecuadamente el comportamiento de los datos recopilados en terreno. Debido a su simplicidad en términos de información requerida para su construcción, esta forma es comúnmente usada en modelos numéricos de simulación hidrogeológica. Para mejorar su representatividad pueden definirse dos tramos de ajuste, con una recta para puntos superficiales y otra para los más profundos.

La Figura 5-26 presenta el ajuste lineal de los puntos muestreados en la I Región (salar del Huasco), considerando una calibración de dos tramos. Las ecuaciones que describen este comportamiento son:

$$E_N = -3,680 \cdot Z + 1 \quad 0 < Z < 0,23 \quad (5.6)$$

$$E_N = -0,112 \cdot Z + 0,194 \quad Z > 0,23 \quad (5.7)$$

La bondad del ajuste queda definida por un ECM de 0,114 (disminución del 41%) y un índice de correlación de 54,75, lo que representa un incremento del 29%. Finalmente, para este caso la profundidad de extinción alcanza un valor de 1,73 m.

Figura 5-25: Curvas de ajuste I Región, salar del Huasco. (a) Modelo exponencial, (b) Modelo exponencial modificado, (c) Modelo lineal, (d) Modelo potencial.

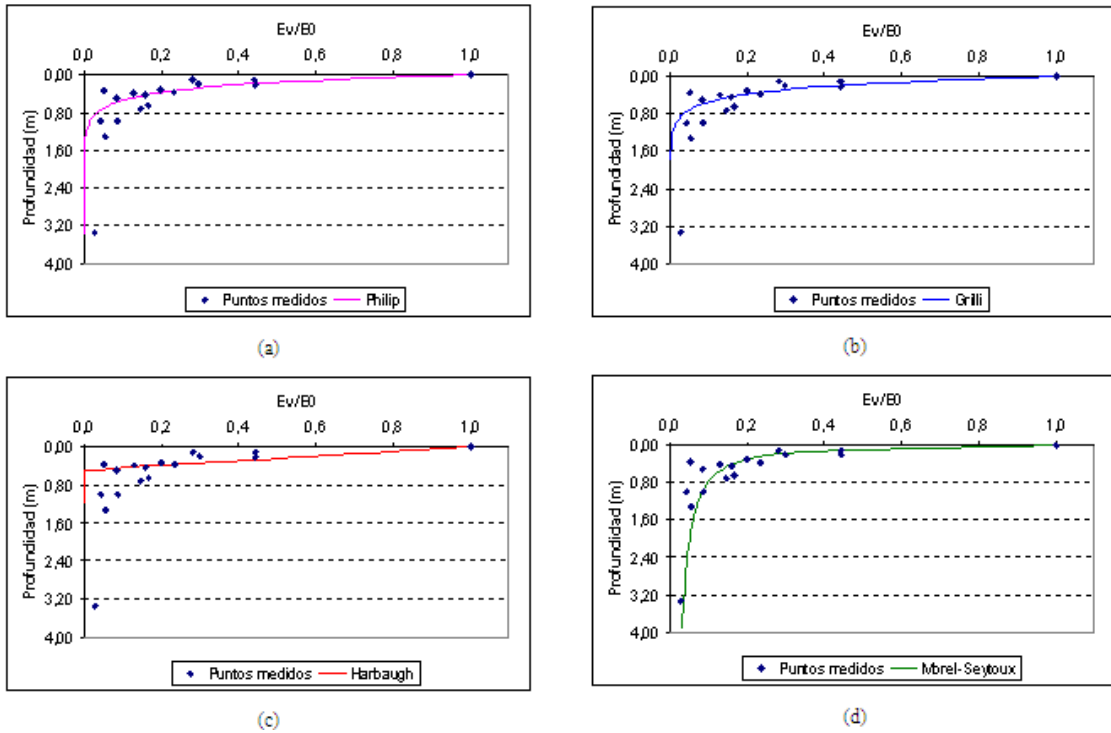
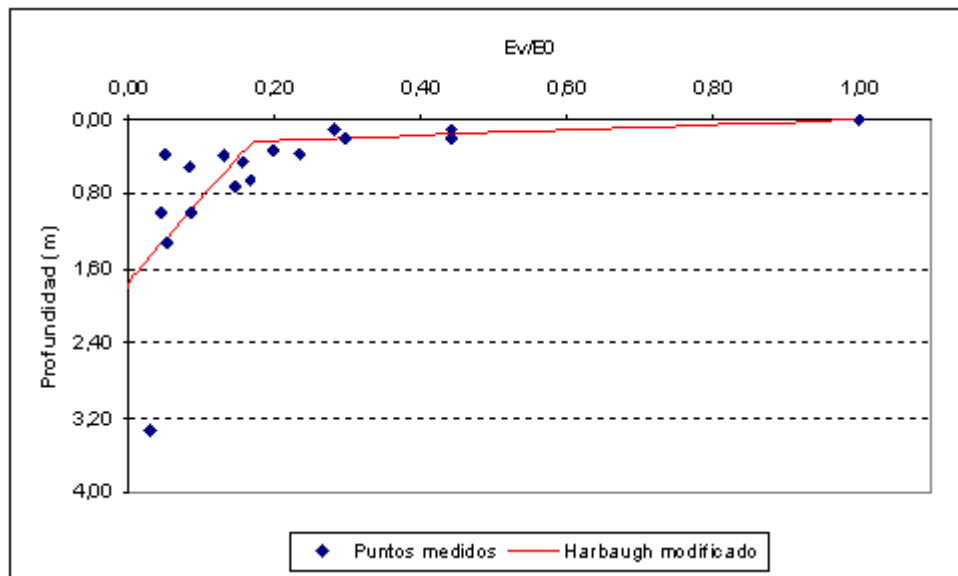


Figura 5-26: Ajuste lineal modificado, I Región, salar del Huasco.



5.3.2. Región II de Antofagasta

Las relaciones obtenidas para la evaporación normalizada en función de la profundidad del nivel saturado quedan expresadas por:

$$\text{Exponencial} \quad E_N = e^{-4,8 \cdot Z} \quad (5.8)$$

$$\text{Exp. modificada} \quad E_N = e^{-4,8 \cdot (Z-0)} \quad (5.9)$$

$$\text{Lineal} \quad E_N = -1,6 \cdot Z + 1 \quad (5.10)$$

$$\text{Lineal modificada} \quad E_N = -4,087 \cdot Z + 1 \quad 0 < Z < 0,23 \quad (5.11)$$

$$E_N = -0,034 \cdot Z + 0,089 \quad Z > 0,23 \quad (5.12)$$

$$\text{Potencial} \quad E_N = 0,047 \cdot Z^{-0,919} \quad (5.13)$$

Al igual que en la I Región, la curva exponencial modificada presenta los mismos parámetros de ajuste que los obtenidos en el modelo exponencial, por lo que no existe evidencia que ratifique la existencia de una franja de saturación superficial, a través de la cual se genera una tasa de evaporación constante e igual a la registrada desde lagos o lagunas. Debido a esto, ambas aproximaciones fueron tratadas en forma conjunta.

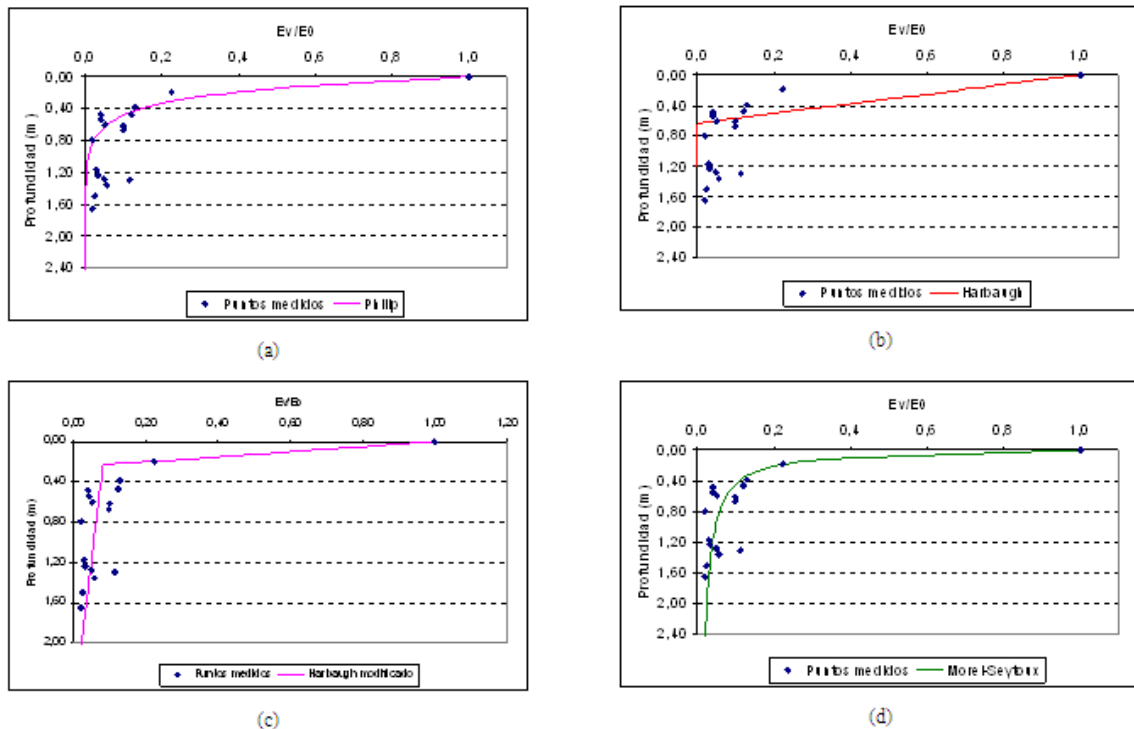
La Tabla 5-22 presenta la bondad de ajuste de las cinco curvas estimadas. El menor error cuadrático corresponde al ajuste potencial, curva que además presenta el mayor índice de correlación. Cabe señalar que el ajuste lineal modificado alcanza valores estadísticos muy cercanos a los del ajuste potencial, seguidos por el ajuste exponencial y finalmente por el lineal de un tramo.

Tabla 5-22: Bondad de ajuste curvas II Región

Curva	ECM	Fit
Exponencial	0,061	74,69
Lineal	0,150	46,45
Linealmod.	0,032	85,87
Potencial	0,030	86,33

La Figura 5-27 muestra los ajustes obtenidos para la evaporación a través de suelos en la franja altiplánica de la II Región. Las profundidades de extinción obtenidas son de 1,59 m para el ajuste exponencial, 0,63 m para el lineal y 2,65 m para el lineal modificado. En el ajuste potencial se tiene que a una profundidad de saturación de 5,15 m, la tasa de descarga sería de $0,01 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, mientras que para 10,40 m ésta disminuiría a la mitad ($0,005 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$). Una tasa diaria de 0,001 mm se alcanzaría cuando el nivel freático se encuentra por debajo de los 60 metros de profundidad. Al igual que en la primera Región las profundidades de extinción determinadas a partir de los ajustes lineal y exponencial determinan tasas nulas para profundidades en que se observaron tasas durante las campañas de terreno.

Figura 5-27: Curvas de ajuste II Región. (a) Modelo exponencial (Philip y Grilli), (b) Modelo lineal, (c) Modelo lineal de dos etapas, (d) Modelo potencial.



5.3.3. Región III de Atacama

Las curvas de evaporación para la III Región se ajustaron usando los 17 puntos muestreados en las cuencas de Pedernales y Maricunga. Con esta información se calibraron las cinco curvas propuestas, obteniéndose las siguientes relaciones:

$$\text{Exponencial} \quad \bar{E}_N = e^{-5,5 \cdot Z} \quad (5.14)$$

$$\text{Exp. Modificada} \quad \bar{E}_N = e^{-5,5(Z-0)} \quad (5.15)$$

$$\text{Lineal} \quad \bar{E}_N = -2,5 \cdot Z + 1 \quad (5.16)$$

$$\text{Lineal modificada} \quad \bar{E}_N = -6,1 \cdot Z + 1 \quad 0 < Z < 0,15 \quad (5.17)$$

$$\bar{E}_N = -0,032 \cdot Z + 0,109 \quad Z > 0,15 \quad (5.18)$$

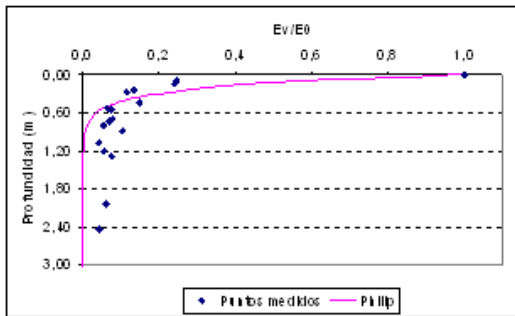
$$\text{Potencial} \quad \bar{E}_N = 0,065 \cdot Z^{-0,575} \quad (5.19)$$

Su representación gráfica se muestra en la Figura 5-28. De las expresiones anteriores es posible deducir que en un contexto regional no se desarrolla una profundidad de desacoplamiento para la evaporación desde napas someras.

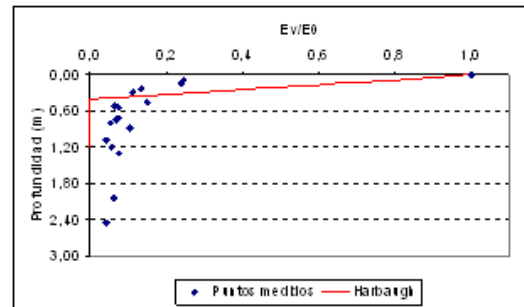
Al igual que en las dos primeras Regiones, el mejor ajuste corresponde a la curva potencial, seguido del ajuste lineal de dos tramos. Posteriormente se encuentran el modelo exponencial y el lineal de un tramo. La Tabla 5-23 muestra la bondad de los ajustes logrados.

Las profundidades de extinción son de 1,4 m para los ajustes exponencial y exponencial modificado, 0,4 m para el caso lineal y 3,44 m para el ajuste lineal modificado. El ajuste potencial o de Morel-Seytoux entrega una tasa de evaporación de 0,01 mm/día para un nivel freático cercano a los 24 metros de profundidad.

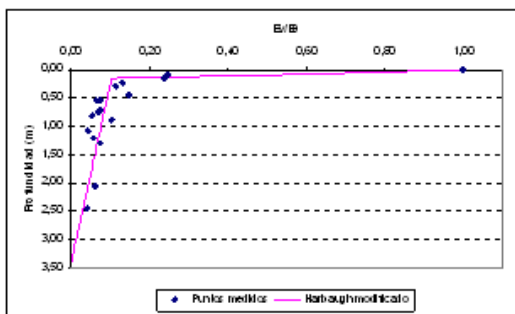
Figura 5-28: Curvas de ajuste III Región. (a) Modelo exponencial (Philip y Grilli), (b) Modelo lineal, (c) Modelo lineal de dos etapas, (d) Modelo potencial.



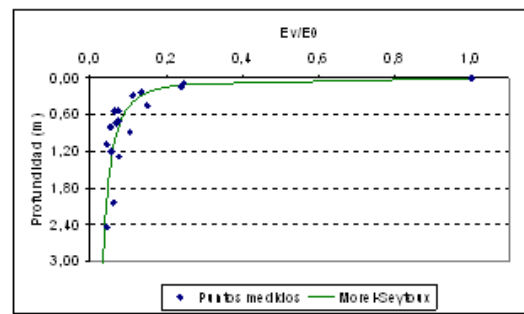
(a)



(c)



(c)



(d)

Como criterio general se ha observado que el ajuste lineal tiende a sobreestimar los caudales de descarga para niveles freáticos superficiales, mientras que subestima los flujos para napas más profundas. Por su parte, la curva potencial representa un ajuste conservador (subestima la evaporación) para las primeras capas del suelo en relación al ajuste exponencial, pero este último subestima las tasas de evaporación para profundidades mayores.

Tabla 5-23: Bondad de ajuste curvas III Región

Curva	ECM	Fit
Exponencial	0,115	56.36
Lineal	0,184	40.30
Linealmod.	0,062	72.26
Potencial	0,022	89.52

La profundidad de extinción se encuentra estrechamente relacionada con el tipo de ajuste adoptado (por ejemplo, en ajuste lineal modificado de la III Región es 8 veces mayor que en ajuste lineal). De esta forma, si se desea modelar las descargas por evaporación desde las aguas subterráneas, la curva de ajuste y la profundidad de extinción deben ser definidas en forma conjunta.

5.3.4. Revisión y ajuste de curvas regionales

En los tres casos estudiados, la curva que obtuvo el mejor ajuste correspondió a la aproximación potencial propuesta por Morel-Seytoux (1989). En términos

matemáticos este ajuste no converge cuando la profundidad de saturación es igual a 0, por lo que se requiere imponer una tasa de evaporación constante para $Z=0$ (evaporación desde superficies de agua libre para el caso de tasas relativas o 1 para variables normalizadas). Debido a esto, el ajuste analítico de la evaporación en función de la profundidad de saturación mediante el modelo potencial puede no ser representativo de la situación real para napas freáticas cercanas a la superficie.

Para contar con expresiones continuas para todo el dominio, es posible construir ajustes compuestos. Una solución factible resulta de acoplar el ajuste exponencial para niveles someros con el ajuste potencial para napas más profundas.

Las ecuaciones de los ajustes compuestos para las Regiones I, II y III, cuyos parámetros estadísticos se presentan en la Tabla 5-24 son:

$$\text{I Región de Tarapacá} \quad E_N = e^{-5,7 \cdot z} \quad Z < 0,27 \quad (5.20)$$

$$E_N = 0,083 \cdot Z^{-0,714} \quad Z > 0,27 \quad (5.21)$$

$$\text{II Región de Antofagasta} \quad E_N = e^{-6,01z} \quad Z < 0,34 \quad (5.22)$$

$$E_N = 0,047 \cdot Z^{-0,919} \quad Z > 0,34 \quad (5.23)$$

$$\text{III Región de Atacama} \quad E_N = e^{-11,09 \cdot z} \quad Z < 0,15 \quad (5.24)$$

$$E_N = 0,065 \cdot Z^{-0,575} \quad Z > 0,15 \quad (5.25)$$

Tabla 5-24: Bondad de ajuste curvas combinadas

Curva	ECM	Fit
I Región	0,091	62,27
II Región	0,037	83,41
III Región	0,036	83,39

En los tres casos el error cuadrático medio (*ECM*) es mayor al obtenido en los ajustes del tipo potencial, sin embargo, esta disminución en la calidad del ajuste debe ser aceptada en beneficio de una mayor representatividad física del fenómeno modelado.

Las Figuras 1-28, 1-29 y 1-30 presentan las curvas resultantes de este proceso, separadas por Región.

Figura 5-29: Curva compuesta I Región

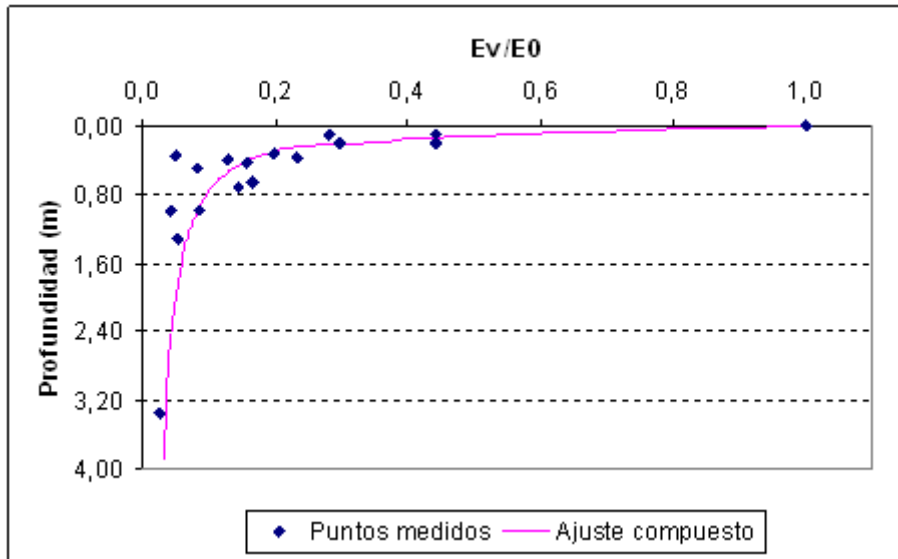


Figura 5-30: Curva compuesta II Región.

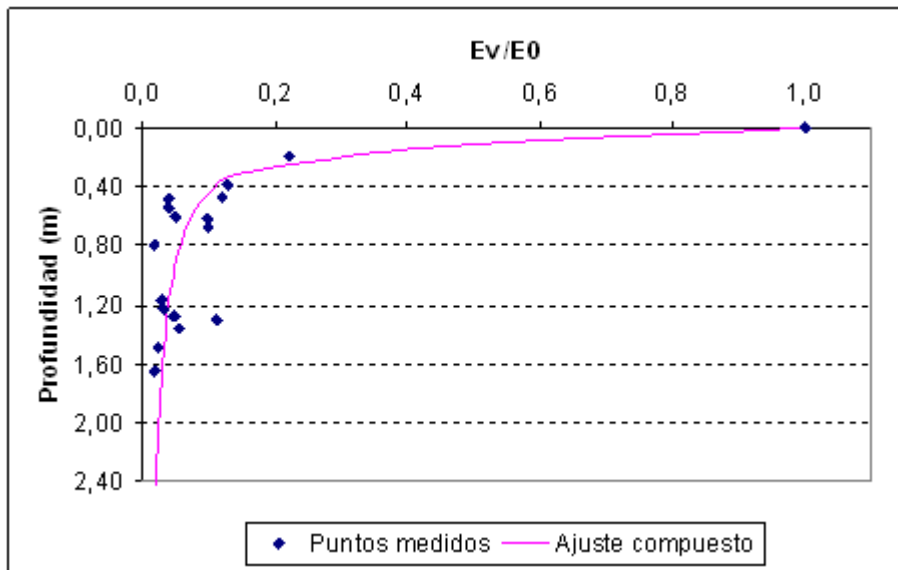
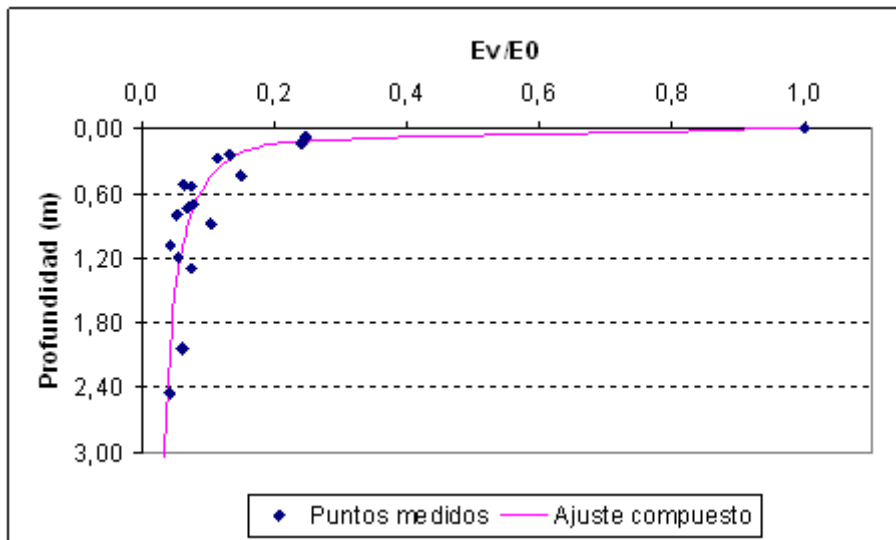


Figura 5-31: Curva compuesta III Región.



5.4. Rangos de evaporación para cuencas endorreicas de altura

Durante los últimos años se han realizado algunas campañas de campo orientadas a cuantificar la evaporación desde salares ubicados en altura. En este contexto, se dispone de estimaciones obtenidas por medio de diferentes técnicas, entre las que destacan los lisímetros, correlación de Eddy y tasas de Bowen. Es factible entonces reunir toda la información generada a la fecha con el fin de observar su comportamiento global y determinar rangos de evaporación posibles de ser cuantificados en terreno.

En el presente análisis se consideraron más de 130 estimaciones diarias de evaporación, las que pueden ser diferenciadas según la metodología de estimación. Se incluyeron las 49 mediciones realizadas con el domo en las cuencas del salar del Huasco (16), laguna Tuyajto (8), salar del Laco (4), salar de Aguas Calientes 2 (4), salar de Pedernales (8) y salar de Maricunga (9). Las mediciones realizadas con lisímetros contemplan las 12 efectuadas por GP Consultores (Collahuasi-GP Consultores, 2008) en el salar del Huasco, 18 de Ugarte en la cuenca del salar de Aguas Calientes 2 (Ugarte, 2007), 8 de Geoaguas en la cuenca de la laguna Tuyajto (Geoaguas Consultores, 2007), 14 realizadas por Mardones en diversos sectores del salar de Atacama (Mardones, 1986) y 6 efectuadas por Hydrotechnica (Hydrotechnica, 1988). Dentro de las aproximaciones obtenidas mediante métodos micrometeorológicos se encuentran las 3 mediciones realizadas por Hydrotechnica (Hydrotechnica, 1988) a través del análisis de las tasas de Bowen y 6 efectuadas por Kampf mediante correlaciones de Eddy (Kampf, 2005).

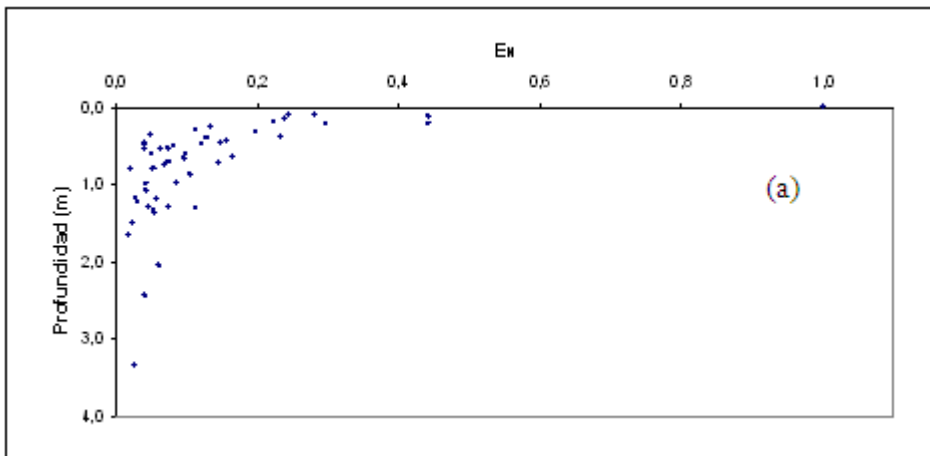
Las tasas de evaporación estimadas fueron normalizadas en función de la evaporación desde superficies libres registradas durante cada día de medición. De esta forma, la razón EV/E_0 puede variar entre 0 y 1. Con esta transformación, es posible disminuir la influencia de las condiciones climáticas existentes durante un día de trabajo de campo. En caso de no contar con estimaciones de la tasa de

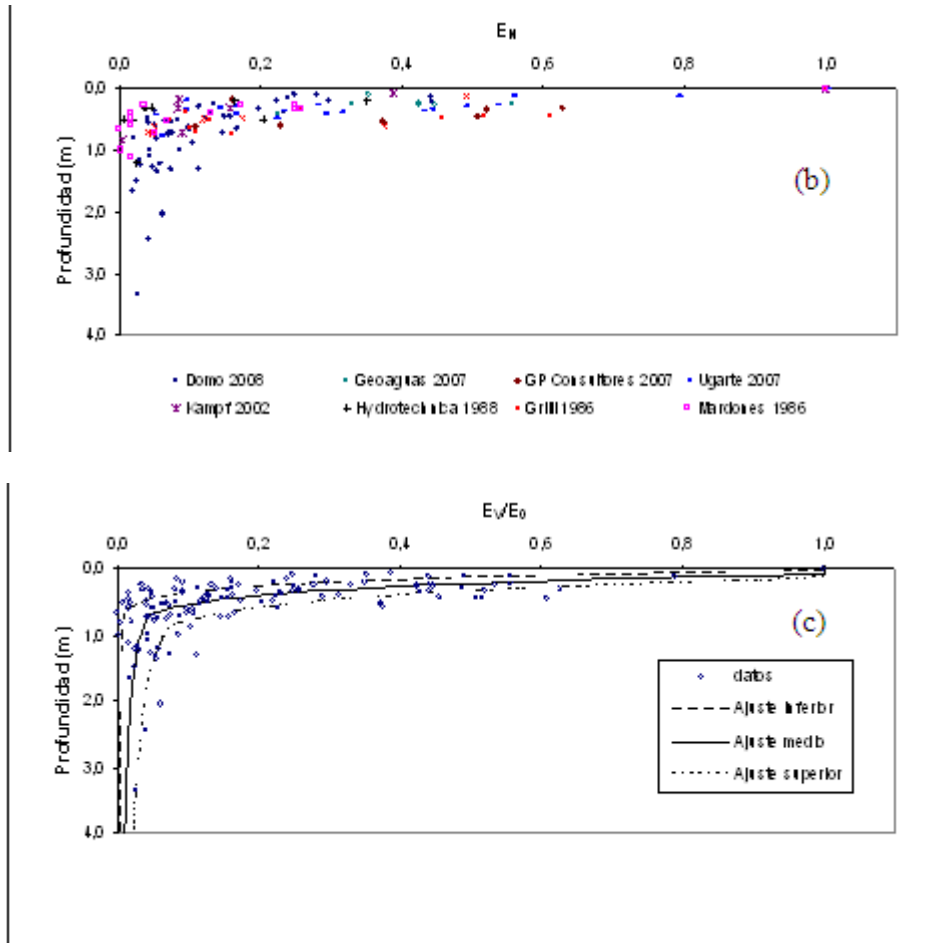
evaporación desde superficies libres, se consideró el valor medio histórico correspondiente al mes y lugar en que las mediciones de EV fueron realizadas.

La Figura 5-32a muestra un resumen con todas las mediciones de evaporación desde napas freáticas someras realizadas durante el estudio. Se presentan los valores de E_s en función de la profundidad del nivel freático. Si bien los resultados exhiben un cierto grado de dispersión, es posible distinguir un patrón de comportamiento, el cual indica una disminución de la evaporación a medida que aumenta el espesor de la zona no saturada. Es posible entonces proponer valores máximos y mínimos que permitan acotar el comportamiento de la evaporación desde napas someras para distintas profundidades del nivel freático en cuencas endorreicas de la zona norte de Chile.

En la Figura 5-32b se extiende el análisis anterior, incluyendo todas las otras estimaciones disponibles en cuencas endorreicas pertenecientes a la zona de estudio. Las tasas de evaporación medidas con el domo se encuentran dentro de los rangos establecidos por otras aproximaciones, incluyendo lisímetros, microlisímetros, correlaciones de Eddy y tasas de Bowen, por lo que el método puede considerarse un procedimiento alternativo apropiado para estimar flujos de evaporación desde napas freáticas someras. Las aproximaciones llevadas a cabo mediante correlaciones de Eddy y tasas de Bowen parecen subestimar la evaporación en comparación con las mediciones realizadas con el domo (diferencias menores al 10%) y lisímetros (diferencias cercanas al 30%).

Figura 5-32: Curvas de ajuste resumen cuencas endorreicas de altura.





La gran dispersión observada en la evaporación, refleja la influencia de otros factores que determinan el proceso además de la profundidad de la napa, como las diversas composiciones y texturas de los suelos, las diferentes características químicas de las aguas subterráneas, el efecto del rocío y el congelamiento de los suelos durante la noche y las variadas condiciones climáticas observadas en la zona.

Las curvas de ajuste propuestas se presentan en la Figura 5-32c. La curva potencial (Morel-Seytoux & Mermoud, 1989), fue la que logró un mejor ajuste a los datos obtenidos, sin embargo, matemáticamente esta aproximación se indefinice cuando la napa alcanza el nivel superficial ($z = 0$) y adquiere valores muy altos cuando el nivel freático se encuentra cercano a la superficie. Debido a esto se construyeron curvas compuestas, con una primera sección basada en modelos del tipo exponencial (Grillo y Vidal, 1986) y asumiendo un comportamiento potencial para profundidades mayores.

El ajuste medio fue obtenido maximizando el índice de correlación (IC) entre la curva generada y la totalidad de los puntos disponible. Por su parte, el ajuste inferior se obtuvo a través del IC pero sólo considerando los puntos que se ubicaron

sobre la curva de ajuste promedio. Para el ajuste superior se realizó un proceso análogo, pero se utilizaron los puntos ubicados bajo la curva de ajuste medio.

Los límites de evaporación y su valor promedio asociado a diferentes profundidades de saturación fueron definidas mediante las siguientes expresiones:

$$\text{Ajuste inferior} \quad \frac{EV}{E_0} = \begin{cases} 1 & z \leq 0,021m \\ e^{-7,198 \cdot (z-0,021)} & 0,021 < z \leq 0,69m \\ 0,006 \cdot z^{-0,813} & z > 0,69m \end{cases} \quad (5.26)$$

$$\text{Ajuste medio} \quad \frac{EV}{E_0} = \begin{cases} 1 & z \leq 0,082m \\ e^{-5,004 \cdot (z-0,082)} & 0,082 < z \leq 0,70m \\ 0,034 \cdot z^{-0,808} & z > 0,70m \end{cases} \quad (5.27)$$

$$\text{Ajuste superior} \quad \frac{EV}{E_0} = \begin{cases} 1 & z \leq 0,122m \\ e^{-3,575 \cdot (z-0,122)} & 0,122 < z \leq 0,85m \\ 0,065 \cdot z^{-0,79} & z > 0,85m \end{cases} \quad (5.28)$$

De esta forma se generó un ajuste conservador (línea segmentada), que corresponde al límite inferior de la curva de evaporación, un ajuste promedio (línea continua) y un tercer ajuste (línea punteada) que representa el límite superior para la curva de evaporación, que entrega una idea de las tasas máximas esperables durante las mediciones de terreno. Siguiendo el criterio establecido en el análisis de los ajustes regionales, la profundidad de extinción sobrepasa los 5 m para las tres curvas propuestas.

La Tabla 5-25 muestra los índices de correlación y el error cuadrático medio obtenidos para las tres curvas construidas.

Tabla 5-25: Bondad de ajuste curvas resumen cuencas endorreicas de altura.

Ajuste	ECM	Fit
Inferior	1,025	39,4
Promedio	2,399	17,2
Superior	0,708	55,1

Para todos los ajustes analizados, la *EV* es igual a la evaporación desde lagunas hasta que la profundidad de la napa alcanza un valor cercano a 0,1 m. A partir de esa profundidad, la tasa de evaporación depende en gran medida del contenido de humedad presente en la columna de suelo y de la capacidad de éste para transportarla.

5.5. Descargas por evaporación en cuencas altiplánicas

En esta sección se han implementado las curvas regionales y los rangos de evaporación inferior, superior y promedio propuestos, en dos cuencas endorreicas del altiplano chileno, con el fin de estimar las descargas por evaporación desde sus zonas terminales (salares). Los resultados son comparados con estimaciones realizadas en otros estudios, con la finalidad de comprobar si las curvas planteadas permiten estimar valores de evaporación dentro de los rangos reportados.

Las primera cuenca seleccionada fue la del salar del Huasco, I Región. En su análisis se utilizó la información proporcionada por Collahuasi-GP Consultores (2008), trabajo durante el cual se habilitó una vasta red de punteras al interior del salar. La segunda cuenca analizada fue la del salar de Pedernales, III Región. En este caso se utilizó la información disponible en el estudio de CPH Consultores (2004), quienes efectuaron diversas labores de campo orientados a la generación de un modelo de simulación hidrogeológica para la cuenca.

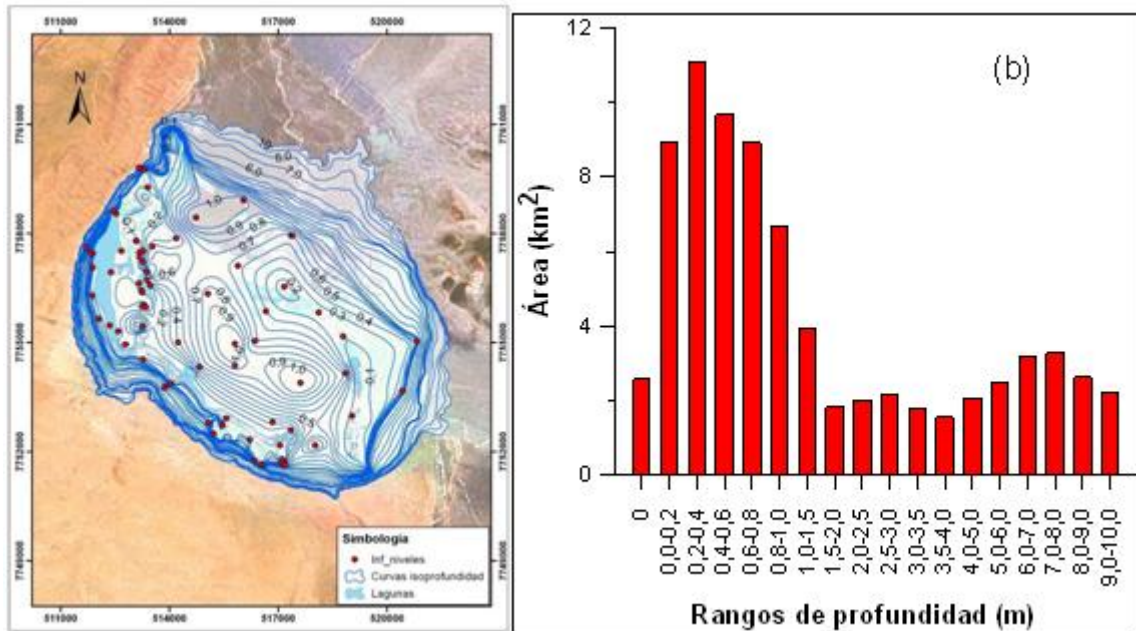
5.5.1. Salar del Huasco

El salar del Huasco se ubica en una cuenca hidrológicamente cerrada, presentando un drenaje tanto superficial como subterráneo orientado hacia su principal zona de descarga, el salar. Para estimar las descargas que se producen por evaporación desde el acuífero en el salar del Huasco, se diferenció entre la evaporación superficial que afecta directamente a las lagunas y la evaporación que ocurre desde los suelos ubicados en sus alrededores.

Las lagunas se encuentran asociadas a descargas permanentes de varias vertientes ubicadas en los márgenes del salar y probablemente a los flujos subterráneos. El estudio de imágenes satelitales Landsat captadas en noviembre de 2006 entregó una superficie de lagunas de 2,57 km², la que se asumió como representativa del promedio en el largo plazo.

El mapa de isopropundidades fue construido con la información proporcionada por más de 40 punteras de 1m de profundidad, las que fueron instaladas el año 2007 y se ubicaron homogéneamente sobre la superficie del salar (Collahuasi-GP Consultores, 2008). La información utilizada correspondió a los registros de nivel efectuados durante enero de 2008. El área de evaporación (A_e) definida alcanzó los 77 km² y considera todos los suelos con profundidades del nivel freático menores a 10 metros (valor asumido inicialmente como profundidad de extinción). Las curvas de isopropundidad se muestran en la Figura 5-33 (a), mientras que la Figura 5-33 (b) presenta la superficie asociada a cada banda de profundidad de saturación. En el Anexo E1 se presenta un resumen de la información utilizada en la caracterización de niveles efectuada en el salar del Huasco.

Figura 5-33: Profundidad de las napas freáticas en el salar del Huasco. (a) Mapa de isopropundidades y (b) bandas de isopropundidad.



Considerando la tasa de evaporación media registrada en las estaciones Collacagua (E101) y Collahuasi (E102), ambas ubicadas en el interior de la cuenca del salar del Huasco, se generaron dos escenarios para determinar los flujos de descarga por evaporación. En el primer escenario se adoptó una tasa de evaporación de tanque de $5,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ (estación Collahuasi), mientras que en el segundo se utilizó la tasa media histórica de la estación Collacagua ($6,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$). Aplicando un factor de corrección de tanque de 0,65 a ambas mediciones (factor comúnmente utilizado para tanques evaporímetros instalados en el altiplano), se obtuvo una tasa de evaporación desde superficies libres de $3,32 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ para el escenario1 y de $3,97 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ para el escenario2.

La Tabla 5-26 muestra los flujos de evaporación obtenidos en los distintos escenarios evaluados para cada banda de isoprofundidad. Los flujos totales obtenidos fueron de 547 y $654 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$, los que fueron obtenidos considerando la curva regional compuesta de la I Región. Es posible apreciar que cerca del 95% de las descarga por evaporación se presentan cuando las napas se encuentran a menos de 1,5 m de profundidad. Por lo tanto, los errores cometidos al omitir la evaporación generada desde napas más profundas podrían ser despreciables dada la configuración morfológica y de niveles existente en la cuenca.

Aplicando las curvas propuestas para cuencas altiplánicas (sección 1.4), se obtuvieron caudales de evaporación de $440 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para el ajuste inferior, $700 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para el ajuste promedio y $930 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para el ajuste superior. Como se observa, las descargas por evaporación obtenidas mediante la aplicación de la curva de la I Región se encuentran dentro de los rangos propuestos por los ajustes superior e inferior, pero presentan flujos levemente menores que el entregado por la curva promedio, con diferencias de un 20% para el escenario 1 y de un 6% para el caso 2.

Diversos autores han estimado las descargas por evaporación producidas desde el salar del Huasco. La Dirección General de Aguas (DGA, 1987) estimó un flujo de evaporación desde lagunas y salares de $650 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Considerando mediciones de evaporación desde los suelos realizadas en la pampa del Tamarugal, JICA et al. (1995) calculó las descargas desde el sistema acuífero en $574 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Acosta (2004) también cuantificó las descargas desde el salar, reportando un caudal de $1.035 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$. Finalmente Collahuasi-GP Consultores (2008) evaluó la evaporación desde el salar del Huasco, obteniendo flujos de $1630 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ en período de verano y de $580 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ durante el invierno.

El caudal determinado con la curva promedio es 7% mas alta que la estimación realizada por la DGA, 22% mayor que el valor presentado por JICA, 32% menor que la estimación propuesta por Acosta, 57% menor que la descarga propuesta por Collahuasi-GP Consultores para el período estival y 20% mayor que la descarga invernal.

Dada la alta dispersión en los resultados reportados en los diferentes estudios es posible concluir que los caudales obtenidos a través de las curvas ajustadas parecen razonables, presentando tasas del mismo orden de magnitud.

Tabla 5-26: Descargas por evaporación salar de Huasco.

Banda	Profundidad (m)	Area (km ²)	Escenario 1		Escenario 2	
			Evapo mm/día	Descarga l/s	Evapo mm/día	Descarga l/s
0	0	2,574	3,32	98,78	3,97	118,14
0,0-0,1	0,05	6,009	2,49	176,87	2,98	211,56
0,1-0,2	0,15	3,927	1,41	68,04	1,69	81,38
0,2-0,3	0,25	5,201	0,80	53,04	0,95	63,44
0,3-0,4	0,35	4,860	0,58	32,75	0,70	39,17
0,4-0,5	0,45	4,621	0,49	26,02	0,58	31,13
0,5-0,6	0,55	5,055	0,42	24,67	0,50	29,51
0,6-0,7	0,65	5,124	0,37	22,19	0,45	26,55
0,7-0,8	0,75	3,798	0,34	14,85	0,40	17,76
0,8-0,9	0,85	3,544	0,31	12,68	0,37	15,16
0,9-1,0	0,95	3,134	0,29	10,35	0,34	12,38
1,0-1,5	1,25	3,912	0,23	10,62	0,28	12,71
1,5-2,0	1,75	1,839	0,18	3,93	0,22	4,70
2,0-2,5	2,25	2,010	0,15	3,59	0,18	4,29
2,5-3,0	2,75	2,146	0,13	3,32	0,16	3,97
3,0-3,5	3,25	1,794	0,12	2,46	0,14	2,94
3,5-4,0	3,75	1,561	0,11	1,94	0,13	2,31
4,0-4,5	4,25	1,107	0,10	1,25	0,12	1,50
4,5-5,0	4,75	0,974	0,09	1,02	0,11	1,22
5,0-6,0	5,5	2,507	0,08	2,36	0,10	2,83
6,0-7,0	6,5	3,203	0,07	2,68	0,09	3,21
7,0-8,0	7,5	3,287	0,07	2,48	0,08	2,97
8,0-9,0	8,5	2,627	0,06	1,82	0,07	2,17
9,0-10	9,5	2,204	0,06	1,41	0,07	1,68
Total		77,02		579,1		692,7

5.5.2. Salar de Pedernales

Los resultados de evaporación desde napas freáticas obtenidos en terreno han sido aplicados para determinar la descarga por evaporación en la cuenca del salar de Pedernales. Esta cuenca endorreica posee las características típicas de la zona de estudio en cuanto a tipos de suelo, clima y presencia de napas someras, que se encuentran bajo la superficie ocupada por el salar. Para estos efectos se discretizó la superficie del salar, determinando el área correspondiente a lagunas y las superficies representativas de diferentes profundidades del nivel freático.

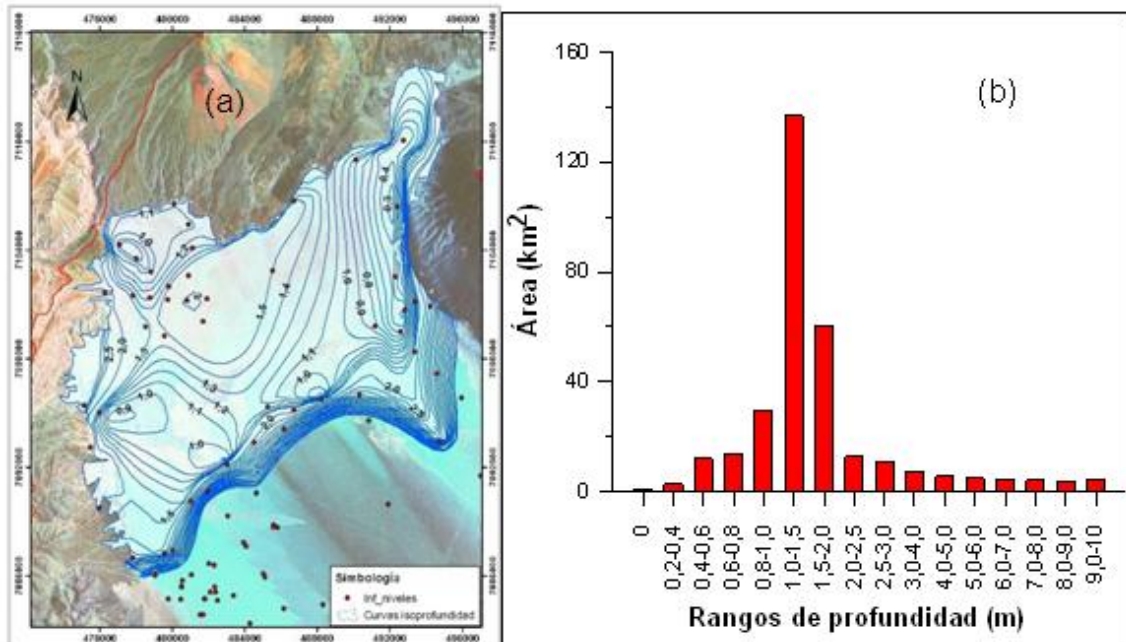
El área de evaporación (A_e) considerada alcanzó los 315 km², equivalentes a un 9% de la superficie total de la cuenca. El área de lagunas fue determinada en base al análisis de imágenes satelitales Landsat captadas en abril del año 2007, entregando una superficie total de 1,1 km² (0,35% de A_e). A partir de los datos de profundidad del nivel freático obtenidos de más de 50 punteras, calicatas y pozos ubicados en el salar y en zonas cercanas (CPH Consultores, 2004), fue posible establecer una relación entre la topografía de la zona y el nivel de las aguas subterráneas en el salar. Considerando la información más reciente, se interpolaron los datos para obtener un conjunto de curvas de isoprofundidad del nivel de saturación (Figura 5-34 (a)). La superficie considerada abarcó todos los suelos con napas ubicadas a menos de 10 m de profundidad. La Figura 5-34b muestra una división del área de evaporación según bandas de isoprofundidad. Se observa que más del 70% del A_e presenta napas comprendidas entre 0,8 y 2,0 m de profundidad, siendo el tramo ubicado entre 1,0 y 1,5 m el de mayor importancia, con una superficie de 137 km².

(45% de A_e), mientras que sólo un 20% posee napas con profundidades menores a 1 m.

En el Anexo E2 se presenta el listado de las punteras y pozos utilizados en el análisis de la piezometría del salar.

Debido a la carencia de información histórica sobre evaporación desde superficies libres en la franja altiplánica de la III Región, los flujos de descarga por evaporación fueron evaluados mediante tres escenarios posibles. El primero de ellos consideró las isólineas de evaporación de tanque propuestas en el Balance Hídrico de Chile (MOP-DGA, 1987). Dichas curvas establecen una evaporación de tanque media para la zona de estudio cercana a los $1.750 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$, equivalentes a $4,8 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$. El tercer escenario se estableció considerando los gradientes de evaporación desde superficies libres determinados en el capítulo 5.1.1. La zona de descarga de la cuenca se encuentra a una altura de 3.350 msnm, elevación a la que corresponde una tasa de evaporación media de tanque de $7,9 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, de acuerdo a la curva construida para la II Región. Finalmente, el segundo escenario se definió en base a la tasa de evaporación media de los dos enfoques precedentes. Aplicando un factor de corrección de tanque de 0,65, se obtienen tasas de evaporación desde superficies libres de 3,11, 4,12 y $5,14 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ para los escenarios 1, 2 y 3 respectivamente.

Figura 5-34: Profundidad de las napas freáticas en el salar de Pedernales. (a) Mapa de isoprofundidades y (b) bandas de isoprofundidad.



En la Tabla 5-27 se presentan los flujos de descarga por evaporación para las distintas bandas de isoprofundidad y escenarios de evaporación, obtenidos mediante la curva de evaporación estimada para la III Región, la cual fue construida con las mediciones efectuadas en los salares de Maricunga y Pedernales. Se observa que las descargas del sistema alcanzan $618 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para el escenario1, $819 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para el escenario2 y $1.020 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para el escenario3.

Utilizando los rangos de evaporación propuestos para las cuencas altiplánicas y una tasa de evaporación E_0 de $4,12 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ (valor promedio de los dos escenarios anteriores), los caudales de descarga obtenidos fueron de 150, 530 y $995 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ para las curvas de ajuste inferior, promedio y superior, respectivamente. La contribución a la descarga total del sistema por parte de la evaporación desde superficies de agua libre fue cercana al 10% para el ajuste medio. El caudal mínimo obtenido corresponde al 30% de la descarga media estimada, mientras que ésta representa un 54% del límite superior propuesto.

Los caudales obtenidos con la curva regional se encuentran dentro de los rangos propuestos a través de los ajustes inferior, promedio y superior. Sin embargo, se observa que la estimación media regional (escenario 2) es un 45% mayor que la descarga determinada a través de la curva de ajuste promedio.

CPH Consultores (2004), mediante la modelación numérica de los escurrimientos en la cuenca, estimó el flujo de descarga por evaporación desde el salar en 380 l/s, mientras que la Dirección General de Aguas, en el Balance Hídrico de Chile (MOP-DGA, 1987), propone un valor de 830 l/s. La empresa Exploraciones y Desarrollo de Recursos de Agua (EDRA, 1999), determinó la descarga por evaporación en el salar de Pedernales en 3200 l/s. En el estudio se menciona que más del 55% de la superficie del salar presenta napas ubicadas entre los 0,1 m y 0,3 m de profundidad, sin hacer referencia a la metodología implementada para su estimación.

Existen diferencias considerables entre los distintos caudales de evaporación estimados en la cuenca, por lo tanto, los rangos establecidos en el presente estudio parecen aceptables y los valores medios pueden ser considerados como una buena estimación de las descargas por evaporación.

Tabla 5-27: Descargas por evaporación salar de Pedernales.

Banda	Profundidad (m)	Area (km ²)	Escenario 1		Escenario 2		Escenario 3	
			Evapo mm/día	Descarga l/s	Evapo mm/día	Descarga l/s	Evapo mm/día	Descarga l/s
0	0,00	1,10	3,11	39,64	4,12	52,51	5,14	65,38
0,2-0,3	0,25	0,53	0,45	2,75	0,59	3,64	0,74	4,53
0,3-0,4	0,35	2,16	0,37	9,26	0,49	12,26	0,61	15,27
0,4-0,5	0,45	5,89	0,32	21,85	0,42	28,94	0,53	36,03
0,5-0,6	0,55	6,16	0,29	20,36	0,38	26,97	0,47	33,58
0,6-0,7	0,65	6,18	0,26	18,56	0,34	24,58	0,43	30,61
0,7-0,8	0,75	7,40	0,24	20,44	0,32	27,08	0,39	33,72
0,8-0,9	0,85	9,32	0,22	23,96	0,29	31,74	0,37	39,52
0,9-1,0	0,95	20,30	0,21	48,98	0,28	64,88	0,34	80,78
1,0-1,1	1,05	36,48	0,20	83,08	0,26	110,04	0,32	137,01
1,1-1,2	1,15	28,06	0,19	60,64	0,25	80,33	0,31	100,02
1,2-1,3	1,25	24,38	0,18	50,22	0,24	66,53	0,29	82,83
1,3-1,4	1,35	22,95	0,17	45,24	0,23	59,93	0,28	74,61
1,4-1,5	1,45	24,89	0,16	47,09	0,22	62,38	0,27	77,66
1,5-2,0	1,75	60,49	0,15	102,71	0,19	136,05	0,24	169,39
2,0-2,5	2,25	12,76	0,13	18,75	0,17	24,83	0,21	30,92
2,5-3,0	2,75	11,04	0,11	14,45	0,15	19,15	0,19	23,84
3,0-3,5	3,25	3,90	0,10	4,64	0,14	6,14	0,17	7,65
3,5-4,0	3,75	3,10	0,10	3,40	0,13	4,50	0,16	5,60
4,0-4,5	4,25	2,55	0,09	2,59	0,12	3,44	0,15	4,28
4,5-5,0	4,75	3,00	0,08	2,87	0,11	3,80	0,14	4,73
5,0-5,5	5,25	2,47	0,08	2,23	0,10	2,95	0,13	3,67
5,5-6,0	5,75	2,43	0,07	2,08	0,10	2,76	0,12	3,44
6,0-6,5	6,25	2,37	0,07	1,94	0,09	2,57	0,12	3,20
6,5-7,0	6,75	2,32	0,07	1,81	0,09	2,40	0,11	2,99
7,0-7,5	7,25	2,12	0,07	1,59	0,09	2,11	0,11	2,62
7,5-8,0	7,75	2,05	0,06	1,48	0,08	1,96	0,10	2,44
8,0-8,5	8,25	1,99	0,06	1,39	0,08	1,84	0,10	2,29
8,5-9,0	8,75	2,02	0,06	1,36	0,08	1,80	0,10	2,24
9,0-9,5	9,25	1,89	0,06	1,23	0,07	1,63	0,09	2,03
9,8-10,0	9,75	1,80	0,06	1,14	0,07	1,51	0,09	1,88
10,0-10,5	10,00	1,11	0,05	0,68	0,07	0,90	0,09	1,13
Total		315,2		618,8		819,6		1020,5

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Se realizaron mediciones de evaporación desde suelos desnudos en presencia de napas freáticas someras, mediante la metodología del domo, en 49 puntos pertenecientes a las cuencas del Salar del Huasco (16), Laguna Tuyajto (8), Salar del Laco (4), Salar de Aguas Calientes 2 (4), Salar de Pedernales (8) y Salar de Maricunga (9). Las mediciones fueron efectuadas sobre diversos tipos de suelo, condiciones atmosféricas y profundidades del nivel freático, aumentando en forma considerable la información previamente disponible en la zona.

Las mediciones efectuadas permiten concluir que, para una profundidad de la napa cercana a la superficie, los flujos de evaporación dependen principalmente de la demanda evaporativa de la atmósfera y, en menor medida, de la composición litológica de la zona no saturada del perfil del suelo. Para napas más profundas, disminuye la influencia de las condiciones atmosféricas, aumentando la importancia del tipo suelo y su contenido de humedad.

La evolución de la evaporación a lo largo del día presentó un comportamiento característico en la mayoría de los puntos evaluados, acorde con la demanda atmosférica, con un marcado peak durante el mediodía, bruscos incrementos durante las primeras horas de la mañana y descensos abruptos en la tarde para el caso mediciones realizadas en presencia de napas someras (<0,4 m) y tasas más constantes cuando la napa se encontró a profundidades mayores.

En 9 de las 12 zonas monitoreadas dentro de estas cuencas se cuantificaron también tasas de evaporación desde superficies de agua libre. Las mediciones se realizaron con tanques evaporímetros Clase A o a través de la construcción "*in situ*" de tanques plásticos, instalados dentro de lagunas y afloramientos. Adicionalmente, basados en la información histórica de más de 50 estaciones meteorológicas DGA, se ajustaron curvas de evaporación en función de la elevación para las Regiones I, II y III. Dicho análisis incluye información histórica comprendida entre 1960 y 2007. Se estimaron además gradientes para la franja altiplánica de las Regiones I y II (estaciones ubicadas sobre los 3.000 msnm). La variación de la evaporación con la altura presenta una forma parabólica, con máximos alrededor de los 2.000 msnm y mínimos en la zona costera y en la franja altiplánica.

La metodología del domo tiende a estimar tasas de evaporación menores a las determinadas con lisímetros (20%), pudiendo llegar a diferencias que superan el 100% en algunos casos particulares. Los microlisímetros utilizados en la cuenca de la Laguna Tuyajto y los lisímetros implementados en el Salar de Aguas Calientes 2 entregaron tasas semejantes a las registradas con el domo. Las mediciones realizadas en el Salar de Atacama mediante la metodología de las tasas de Bowen determinan una evaporación menor a la registrada con el domo y lisímetros en los salares monitoreados en el altiplano chileno. Las mediciones efectuadas con el domo son comparables con los registros obtenidos con metodologías alternativas, por lo que representa una herramienta confiable para realizar estimaciones puntuales de evaporación desde napas freáticas someras. Se recomienda considerar tasas diarias mínimas posibles de estimar con el domo del orden de los $0,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, pero se recomienda efectuar análisis posteriores que permitan verificar o modificar dicho valor. La elección de una metodología de estimación para la evaporación debe ser analizada en cada caso particular considerando los objetivos propuestos y los plazos disponibles.

Se construyeron curvas que permiten relacionar la evaporación desde los suelos con la profundidad de las napas freáticas para las cuencas altiplánicas ubicadas en las regiones I, II y III. La curva propuesta por Morel-Seytoux es la que presenta el mejor ajuste a los datos medidos en terreno, seguido de los modelos lineal modificado y exponencial. Debido a la indefinición matemática del ajuste potencial para napas someras, se propusieron ajustes compuestos del tipo exponencial-potencial. Las curvas de ajuste propuestas para las tres regiones en que se trabajó pueden contribuir en la comprensión y determinación de los flujos de descarga por evaporación. Los modelos regionales no permitieron identificar profundidades de desacoplamiento para la evaporación. De existir, éstas serían de sólo algunos centímetros ($<0,1 \text{ m}$). En términos prácticos, debido a los rangos mínimos de medición inherentes a toda metodología de estimación, la profundidad de extinción de la evaporación debe ser definida en forma conjunta con el tipo de curva que se utilizará para estimar las descargas desde napas freáticas.

A pesar de la gran cantidad de variables que intervienen en el proceso de evaporación y a las incertidumbres existentes en su estimación, es posible concluir que las mediciones realizadas con el domo, junto a los antecedentes de lisímetros, microlisímetros, tasas de Bowen y correlaciones de Eddy mantienen una tendencia y un comportamiento común, lo que permite comparar e integrar la información proporcionada por las diferentes metodologías. Gracias a esto, se generaron curvas resumen de evaporación que sintetizan la información de más de 130 estimaciones puntuales llevadas a cabo en cuencas endorreicas del norte de Chile. Las curvas de ajuste propuestas pueden contribuir en la obtención de una primera aproximación de los flujos de descarga por evaporación en zonas con escasa información, como es el caso de las cuencas que componen el altiplano chileno.

La aplicabilidad de dichas curvas fue evaluada estimando el caudal de descarga por evaporación en las cuenca del salar del Huasco y Pedernales. Si bien las estimaciones efectuadas presentan diferencias del orden 1:2 para el salar del Huasco y 1:5 en Pedernales, es posible proponer un flujo de evaporación esperado desde salares y acotar dicho valor con tasas mínimas y máximas probables.

Dependiendo del grado de información disponible en cada caso particular, principalmente en cuanto a información referida a tipos de suelos y cobertura, es posible acotar el rango de valores estimados. Los resultados de la aplicación permiten concluir que las curvas regionales determinan tasas de evaporación y descargas semejantes a las propuestas en estudios de referencia. Las diferencias existentes en las distintas estimaciones demuestran que la utilización de las curvas propuestas permite acotar el valor de las descargas por evaporación dentro de rangos aceptables.

La determinación de la profundidad de la napa, principalmente en suelos finos o con un alto contenido de sales, puede ser compleja. Se recomienda efectuar varias perforaciones alrededor de cada punto de medición y determinar su profundidad, si es posible, un día después de su realización.

Debido a que los tanques evaporímetros suelen congelarse durante la noche, se sugiere realizar el monitoreo en ciclos de 24 horas, comenzando siempre después del mediodía.

Como método de validación, se recomienda medir la evaporación desde lagunas u otras superficies de agua libre en forma directa con el domo y comparar dichos resultados con mediciones de tanque. Adicionalmente, se recomienda la construcción en laboratorio de un sistema para medir simultáneamente los flujos de evaporación con el domo y con lisímetros. Para determinar en terreno el rango de operación de la metodología empleada, se sugiere medir en suelos con napas freáticas profundas y comparar dichos resultados con mediciones realizadas en el mismo punto previamente cubierto con un material impermeable.

Se recomienda efectuar mediciones en diferentes épocas del año con el fin de determinar la estacionalidad del fenómeno y la efectividad de normalizar las tasas registradas como método de independización de las condiciones climáticas.

BIBLIOGRAFÍA

Aboukhaled, A., Alfaro, A. & Smith, M. (1982) Lysimeters. *Irrigation and Drainage Paper*, FAO. **39**.

Aceituno, P. (1993). Aspectos generales del clima en el altiplano sudamericano. 2.Simposio Internacional De Estudios Altiplanicos. El Altiplano: Ciencia y Conciencia En Los Andes, Arica, 19-21 Oct 1993.

Acosta, O. (2004) Impacto de las extracciones de agua subterránea en el salar del Huasco. Tesis para optar al grado de Magister, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España.

Aguirre, I., & Venegas, M. (2005). Hidrogeología de la cuenca del salar de pedernales, Región de Atacama. *Servicio Nacional De Geología y Minería*.

- Aparicio Mijares, F. J. (1997). *Fundamentos de hidrologia de superficie*. México: Limusa.
- Assouline, S., Tyler, S., Tanny, J., Cohen, S., Bou-Zeid, E., Parlange, M. & Katul, G. (2008) Evaporation from three water bodies of different sizes and climates: Measurements and scaling analysis. *Adv. Water Resour.* **31**, 160-172.
- ASTM. (1995). D. 422-63, standard test method for particle size analysis of soils. *Annual Book of ASTM Standards, American Society for Testing and Materials*, 4, 10-16.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M. (1998). A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. formulation. *Journal of Hydrology*, 212, 198-212
- Bastiaanssen, W. G. M. (2000). SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated gediz basin, turkey. *Journal of Hydrology*, 229(1-2), 87-100.
- Boast, C. & Robertson, T. (1982) A "micro-lysimeter" method for determining evaporation from bare soil: Description and laboratory evaluation. *Soil Science Society of America Journal.* **46**, 689-696.
- Bowen, I. S. (1926). The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, 27(6), 779-787.
- Bredehoeft, J. (2007) It is the discharge. *Ground Water*, **45** (5).
- Brotzge, J. & Crawford, K. (2003) Examination of the surface energy budget: A comparison of eddy correlation and bowen ratio measurement systems. *Journal of Hydrometeorology.* **4**, 160-178.
- Carrica, J. C., & Lexow, C. (2004). Evaluación de la recarga natural al acuífero de la cuenca superior del arroyo napostá grande, provincia de buenos aires. *Rev.Asoc.Geol.Argent*, 59(2), 281-290.
- Choudhury, B. (2000). Seasonal and interannual variations of total evaporation and their relations with precipitation, net radiation, and net carbon accumulation for the gediz basin area. *Journal of Hydrology*, 229(1-2), 77-86.

- Chow, V. T., Maidment, D., & Mays, L. W. (1994). *Hidrología aplicada* (J. G. Saldarriaga Trans.). (8th ed.). Santafé de Bogotá, Colombia: McGraw-Hill Interamericana.
- Collahuasi-GP Consultores Ltda. (2008). Evaluación de la evaporación desde el salar del huasco. Santiago, Chile.
- CPH Consultores Ltda. (2004) Estudio de modelación matemática hidrogeológica cuenca Salar de Pedernales. Santiago, Chile.
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea*. Barcelona. Omega.
- DICTUC S.A. (2005) Estudio hidrogeológico conceptual y numérico del funcionamiento de la cuenca del salar de Coposa. Santiago Chile.
- DICTUC S.A (2007) Medición de la tasa de evaporación desde acuíferos de la pampa del Tamarugal. Santiago, Chile.
- Domenico, P. A., & Schwartz, F. W. (1990). *Physical and chemical hydrogeology* Wiley, New York.
- Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). Crop water requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper*, 24 (2).
- Dugas, W., Fritschen, D., Gay, L., Held, A., Matthias, A., Reicosky, D., Steduto, P. & Steiner, J. (1991) Bowen ratio, eddy correlation and portable chamber measurements of sensible and latent heat flux over irrigated spring wheat. *Agricultural and Forest Meteorology*. **56**, 1-20.
- EDRA S. A. (1999) Hidrogeología Sector Cerro Pampa (Pedernales), Main Report.
- Fritschen, L. & Gay, L. (1979) *Environmental instrumentation*. Springer-Verlag, New York, USA.
- Galli, C., & Dingman, R. (1962). Cuadrángulos pica, alca, matilla y chacarilla, con un estudio sobre los recursos de agua subterránea, provincia de tarapacá. *Instituto De Investigaciones Geológicas, Carta Geológica De Chile*, 3(2), 3.
- Geoaguas Consultores. (2007) Disponibilidad de recursos subterráneos en el sistema Tuyajto, II Región de Antofagasta. Santiago, Chile.

- Granger, R. (2000). Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the gediz basin. *Journal of Hydrology*, 229(1-2), 70-76
- Greenwood, E. A. N., & Beresford, J. D. (1980). Evaporation from vegetation in landscapes developing secondary salinity using the ventilated-chamber technique, II. evaporation from atriplex plantations over a shallow saline water table. *Journal of Hydrology*, 45(3-4), 313-319.
- Grilli, A. & Vidal, E. (1986) Evaporación desde salares: Metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación a las Regiones I y II. *Revista de la Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica*. 1(2).
- Harbaugh, A., Banta, E., Hill, M. & McDonald, M. (2000) MODFLOW-2000. The U. S. Geological Survey modular ground-water model-user guide to modularization concepts and the ground-water flow process. *US Geol. Survey*.
- Hargis, & Montgomery. (1981). Hydrogeologic summary (prior to exploration drilling) salar del huasco basin, provincia de iquique, Chile.
- Hydrotechnica. (1988). Evaluation of the brine reserves of the salar de atacama. informe no publicado para amax de chile ltda.
- Ide, F. (1978). Cubicación del yacimiento salar de atacama. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- JICA, MOP, DGA, & Pacific Consultants International. (1995). The study on the development of water resources in northern chile. *The Study on the Development of Water Resources in Northern Chile*.
- Kampf, S., Tyler, S., Ortiz, C., Muñoz, J. & Adkins, P. (2005) Evaporation and land surface energy budget at the Salar de Atacama, northern Chile. *J. Hydrol.* **310**(1-4), 236-252.
- Kite, G. & Droogers, P. (2000) Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data. *J. Hydrol.* **299**, 3-18.
- Kurc, S. & Small, E. (2004) Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems during the summer monsoon season, central, New Mexico. *Water Resour. Res.* **40**, 1-15.

- Linsley, R. K., Kohler, M. A., & Paulhus, J. L. H. (1977). *Hidrología para ingenieros* (2nd ed.). Bogotá, Colombia: McGraw-Hill Latinoamericana.
- Liu, S., Graham, W. D., & Jacobs, J. M. (2005). Daily potential evapotranspiration and diurnal climate forcings: Influence on the numerical modelling of soil water dynamics and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 309(1-4), 39-52.
- Malek, E. (2003) Microclimate of a desert playa: evaluation of annual radiation, energy, and water budget components. *Int. J. Climatol.* **23**, 333-345.
- Mardones, L. (1986). Características geológicas e hidrogeológicas del salar de atacama. In G. Lagos (Ed.), *El litio: Un nuevo recurso para chile* (pp. 181-216). Santiago, Chile: Universitaria.
- Mardones, L. (1998) Flux et évolution des solutions salines dans les systèmes hydrologiques des salars d'Ascotan et d'Atacama. PhD Thesis, University of Paris, Paris, France.
- Martínez, M. S. (2002). Modelos y aproximaciones para la estimación de la evapotranspiración con información satelital. *Revista De Geografía Norte Grande*, 29, 107-120.
- MOP-DGA. (1987) Balance Hídrico de Chile. Ministerio de Obras Públicas, Santiago, Chile.
- MOP-Dirección de Vialidad. (2002). Volumen N°8 especificaciones y métodos de muestreo, ensayo y control. In MOP (Ed.), *Manual de carreteras* (). Santiago, Chile.
- Morel-Seytoux, H. & Mermoud, A. (1989) Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde. *J. Hydrol. Continent.* **4**(1), 11-23.
- Muller, J. C. (1996). Un point sur... trente ans de lysimétrie en france (1960-1990). une technique, un outil pour l'étude de l'environnement. *INRA, Editions*, 390.
- Núñez, C (2009) .Modelación del flujo de calor del suelo y aplicación de algoritmo de cálculo de evapotranspiración mediante teledetección. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.
- Philip, J. (1957) Evaporation and moisture and heat fields in the soil. *Journal of the Atmospheric Sciences.* **14**, 354-366.

- Pickering, N., Jones, J. & Boote, K. (1993) Evaluation of the portable chamber technique for measuring canopy gas exchange by crops. *Agricultural and Forest Meteorology*. **63**, 239-254.
- PUC-DGA (2009) Levantamiento hidrogeológico para el desarrollo de nuevas fuentes de agua en áreas prioritarias de la zona norte de Chile, XV, I, II y III Regiones. Santiago, Chile.
- Rana, G. & Katerji, N. (2000) Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under mediterranean climate: A review. *European Journal of Agronomy*. **13**(2-3), 125-153.
- Reicosky, D. & Peters, D. (1977) A portable chamber for rapid evapotranspiration measurements on field plots. *Agronomy Journal*. **69**(4), 729 - 732.
- Risacher, F., Alonso, H., & Salazar, C. (1999). Geoquímica de aguas en cuencas cerradas: I, II y III regiones-chile. *Convenio Cooperación DGA-UCN-IRD*.
- Ritchie, J. T., & Burnett, E. (1968). A precision weighing lysimeter for row crop water use studies. *Agronomy Journal*, **60**(5), 545.
- Rosenberg, N. J. (1974). Microclimate: The biological environment, 315 pp.
- Rushton, K. R. (2003). Groundwater hydrology: Conceptual and computational models. Chichester: Wiley.
- Salazar M, C. (1993). Hidrología del sector altiplánico chileno. 2. Simposio Internacional De Estudios Altiplánicos. El Altiplano: Ciencia y Conciencia En Los Andes, Arica, 19-21 Oct 1993.
- Sanford, W. & Wood, W. (2001) Hydrology of the coastal sabkhas of Abu Dhabi, United Arab Emirates. *Hydrogeology Journal*. **9**(4), 358-366.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, **10**(1), 18-39.
- Shah, N., Nachabe, M. & Ross, M. (2007) Extinction depth and evapotranspiration from groundwater under selected land covers. *Ground Water*. **45**(3), 329-338.
- Staff, S. S. (2006). In Department of Agriculture (Ed.), *Claves para la taxonomía de suelos* [Keys to Soil Taxonomy/Claves para la Taxonomía de suelos] (C. A. Ortis

Trans.). (10th ed.). Washington, DC United States: Service.US Government Printing Office.

Stannard, D. (1988) Use of a hemispherical chamber for measurement of evapotranspiration. *US Geol. Survey Open-File Report* 88-452.

Stannard, D. & Weltz, M. (2006) Partitioning evapotranspiration in sparsely vegetated rangeland using a portable chamber. *Water Resour. Res.* **42**, 1-13.

Tanny, J., Cohen, S., Assouline, S., Lange, F., Grava, A., Berger, D., et al. (2008). Evaporation from a small water reservoir: Direct measurements and estimates. *Journal of Hydrology*, 351(1-2), 218-229.

Tassara, A. (1997). Geología del salar de maricunga, Región de atacama. *Servicio Nacional De Geología y Minería, Informe Registrado*, 97-10.

Thies, J.P. (2007) Medición de la evaporación desde acuíferos someros en el salar de Llamara, aplicando la metodología del domo. Tesis para optar al grado de Magíster en ingeniería. Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

Torrealba, A. (2008) Aplicación de un modelo numérico para estimar curvas de evaporación a partir de información de granulometría básica. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Católica de Chile, Santiago, Chile.

Tyler, S., Kranz, S., Parlange, M., Albertson, J., Katul, G., Cochran, G. Lyles, B. & Holder, G. (1997) Estimation of groundwater evaporation and salt flux from owens lake, California, USA. *J. Hydrol.* **200**(1-4), 110-135.

Tyler, S. W. (2002). Evaporation over the salar de llamara, northern chile. *Informe confeccionado para SQM*.

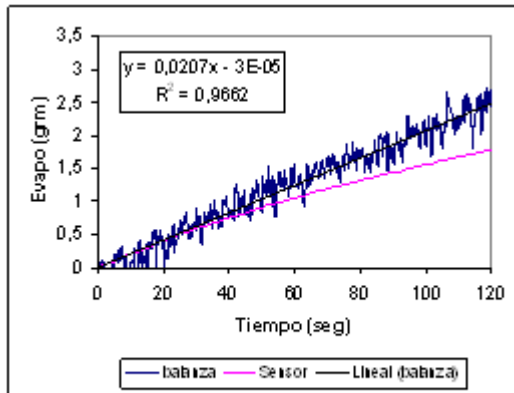
Ugarte, M. (2007) Estimación de la evaporación en la cuenca del salar de aguas calientes II, puna II Región. Memoria de Título, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Wilson, K. B., Hanson, P. J., Mulholland, P. J., Baldocchi, D. D., & Wullschleger, S. D. (2001). A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: Sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 106(2), 153-168.

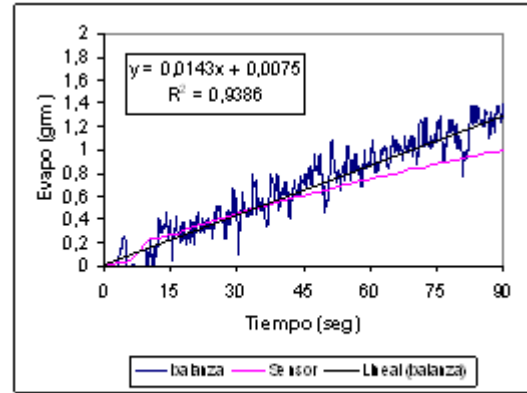
ANEXOS

ANEXO A: Calibración Domos

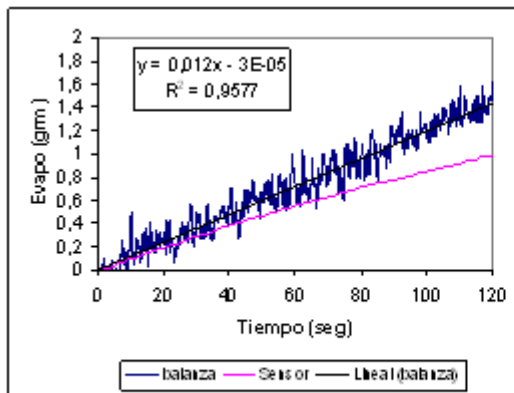
A1. Domo 1 campaña II Región



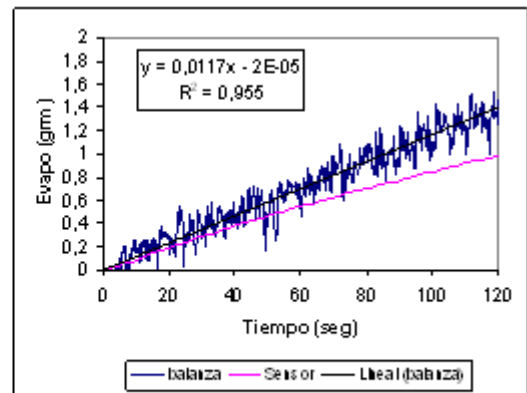
Medición 1



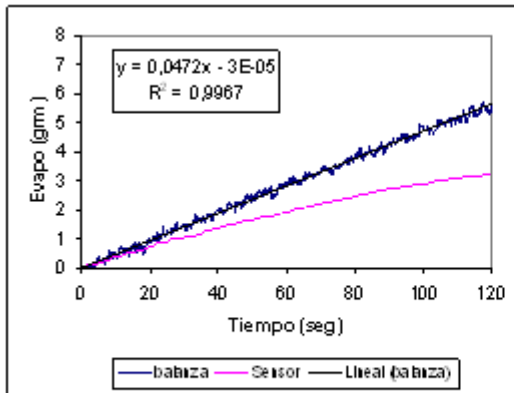
Medición 2



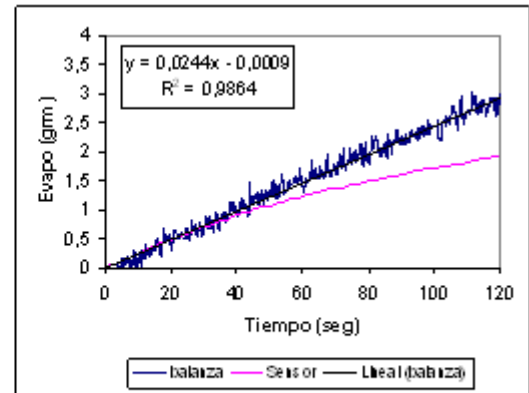
Medición 3



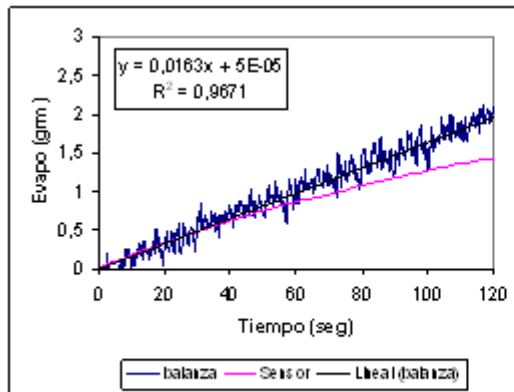
Medición 4



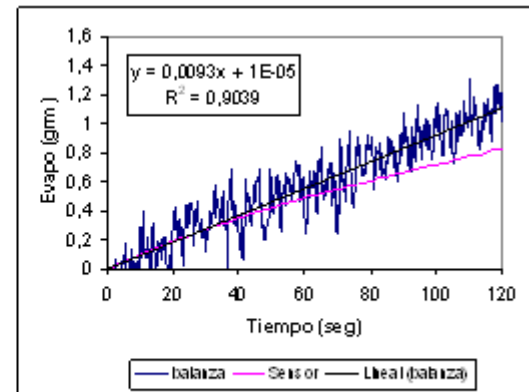
Medición 5



Medición 6



Medición 7

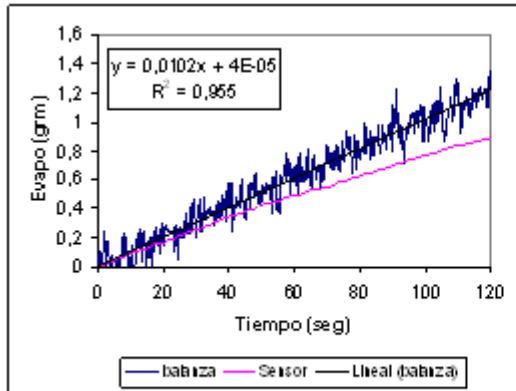


Medición 8

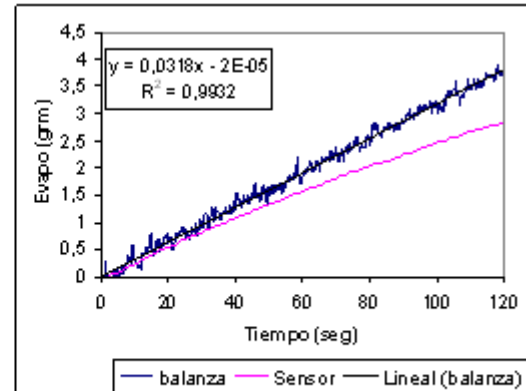
Tabla A1. Tasas de evaporación registradas en proceso de calibración Domo 1.

Med	Tasa Balanza	Tasa Sensor
2	0,0207	0,0218
3	0,0143	0,0130
4	0,0120	0,0106
5	0,0117	0,0110
6	0,0472	0,0417
7	0,0244	0,0267
8	0,0163	0,0177
9	0,0093	0,0101

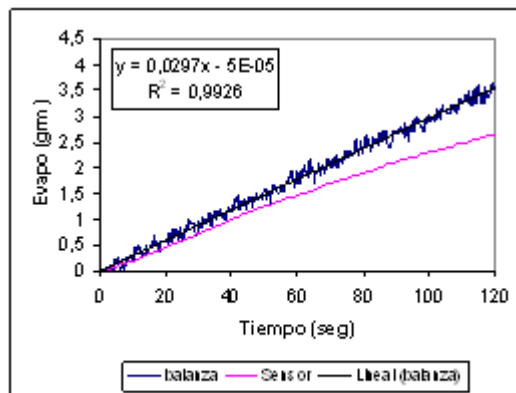
A2. Domo 2 campaña II Región



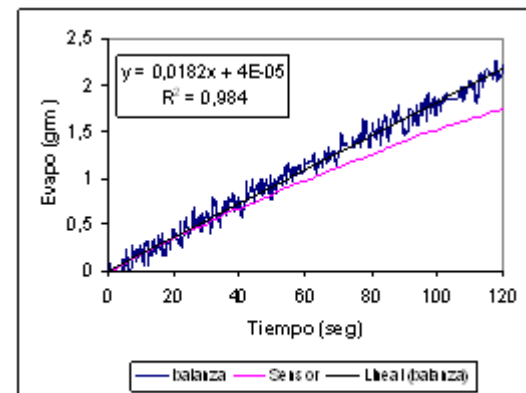
Medición 1



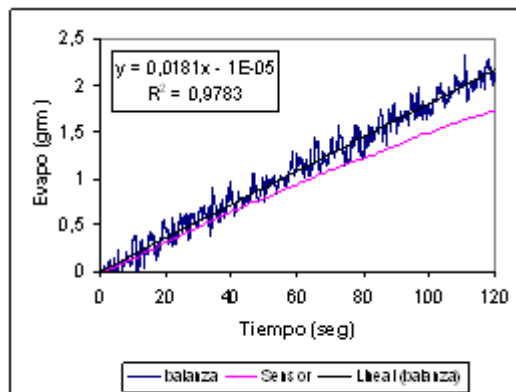
Medición 2



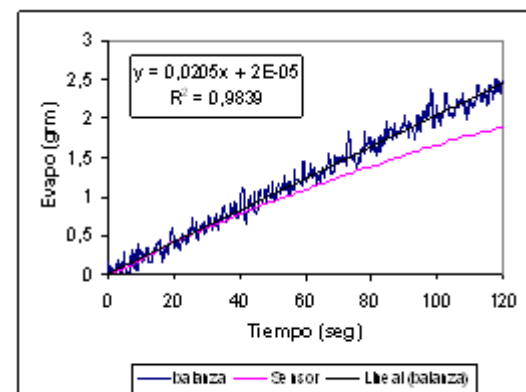
Medición 3



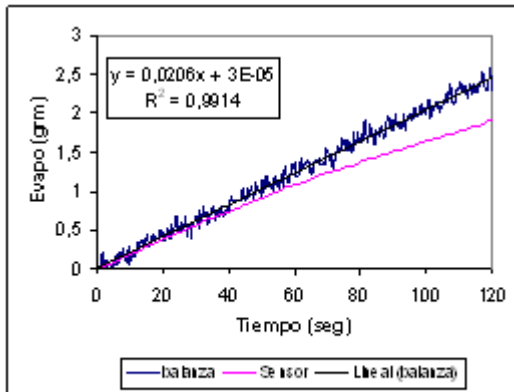
Medición 4



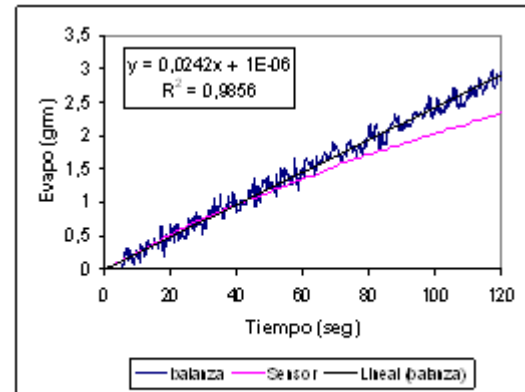
Medición 5



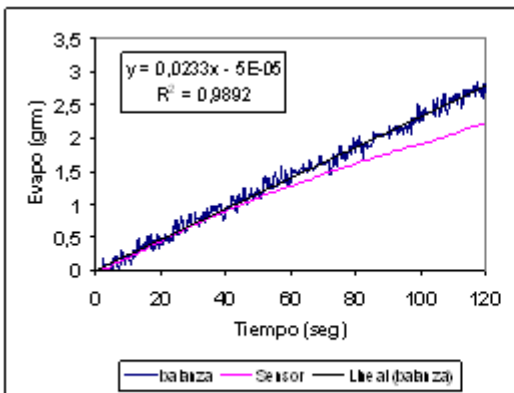
Medición 6



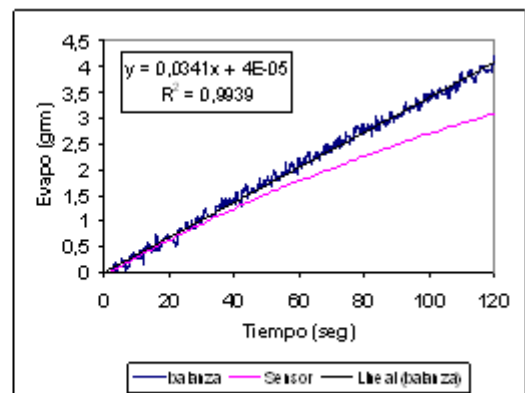
Medición 7



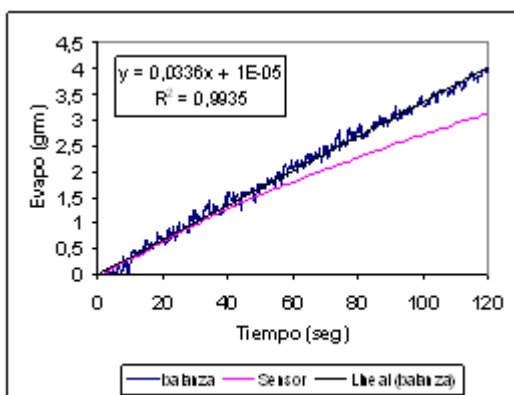
Medición 8



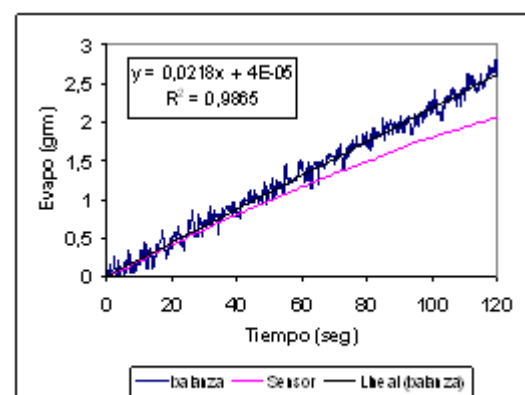
Medición 9



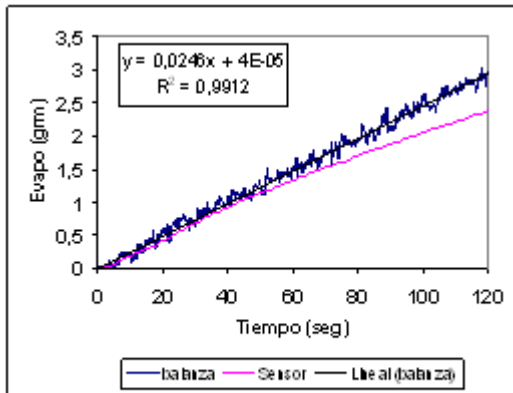
Medición 10



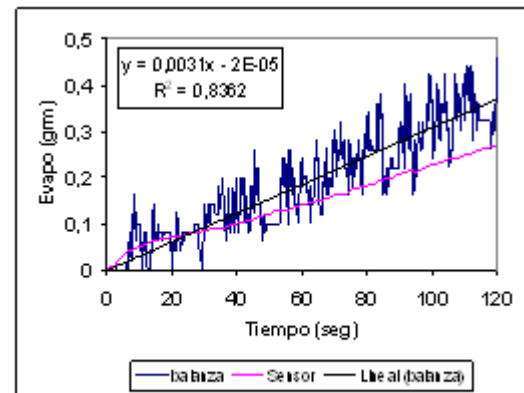
Medición 11



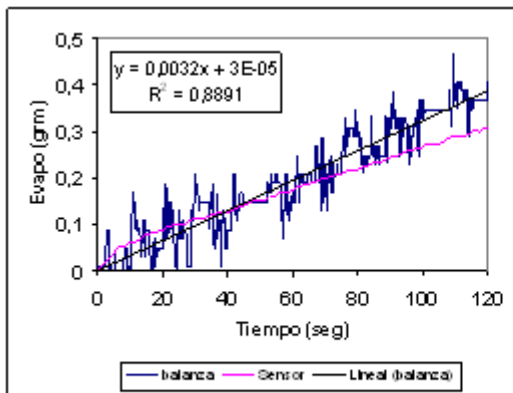
Medición 12



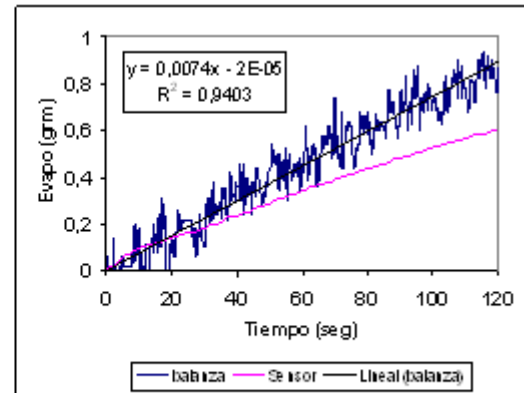
Medición 13



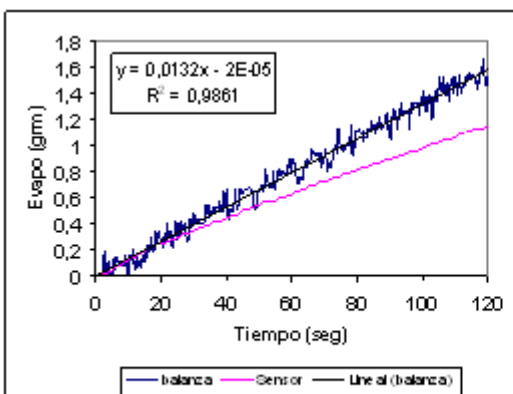
Medición 14



Medición 15



Medición 16

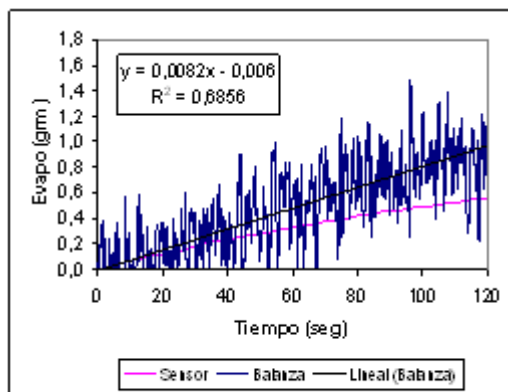


Medición 17

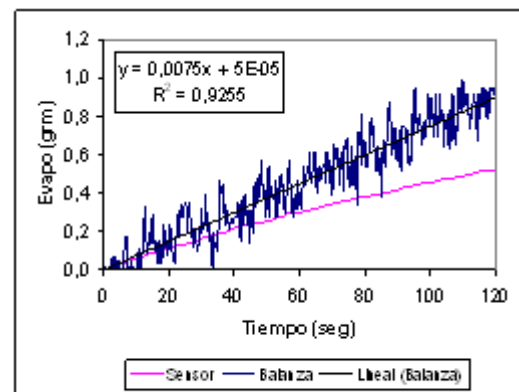
Tabla A2. Tasas de evaporación registradas en proceso de calibración Domo 2.

Med	Tasa Sensor	Tasa Balanza
1	0,0091	0,0102
2	0,0309	0,0318
3	0,0281	0,0297
4	0,0200	0,0182
5	0,0181	0,0181
6	0,0231	0,0205
7	0,0205	0,0206
8	0,0278	0,0242
9	0,0262	0,0233
10	0,0353	0,0341
11	0,0361	0,0336
12	0,0217	0,0218
13	0,0283	0,0246
14	0,0058	0,0031
15	0,0063	0,0032
16	0,0101	0,0074
17	0,0153	0,0132

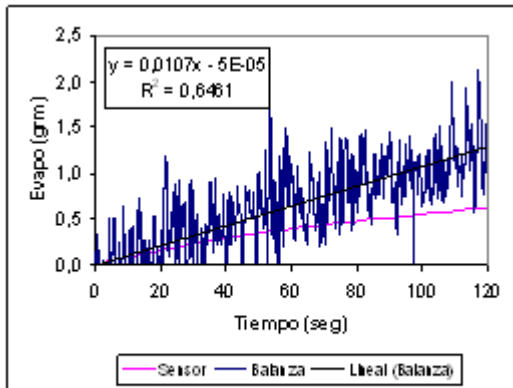
A3. Domo 1 campaña III Región



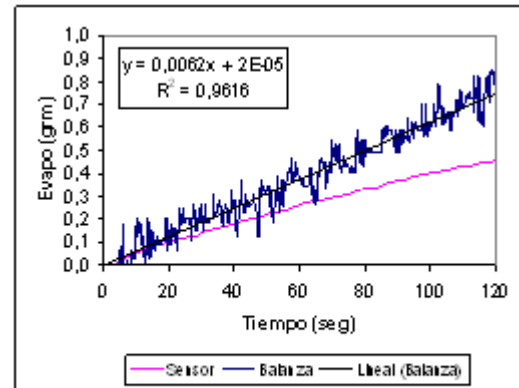
Medición 1 Viento: 2,5 m/s, Corriente: 50 V



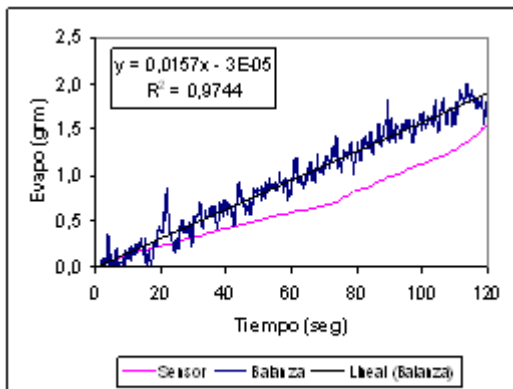
Medición 2 Viento: 1,5 m/s, Corriente: 50 V



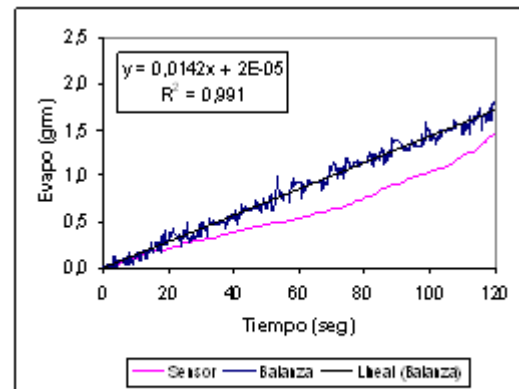
Medición 3 Viento: 3,8 m/s, Corriente: 50 V



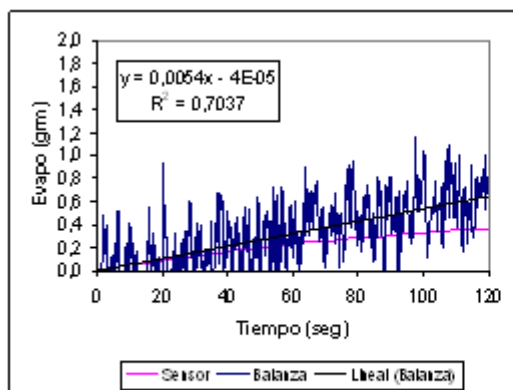
Medición 4 Viento: 1,0 m/s, Corriente: 50 V



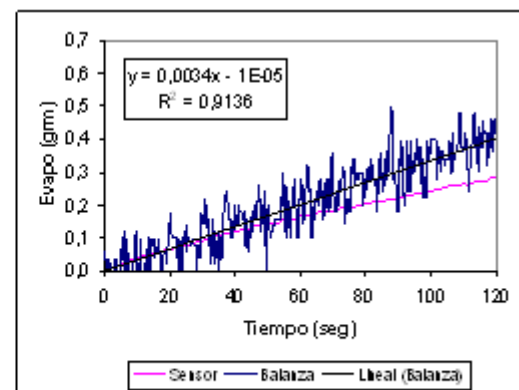
Medición 5 Viento: 1,5 m/s, Corriente: 80 V



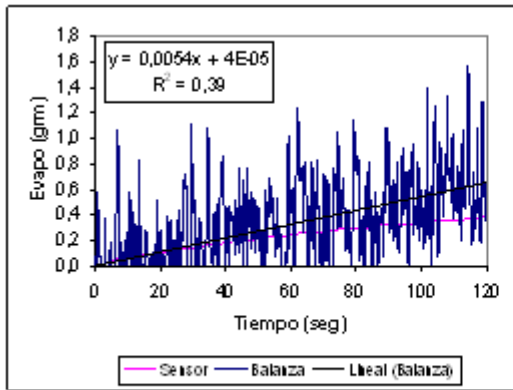
Medición 6 Viento: 1,0 m/s, Corriente: 80 V



Medición 7 Viento: 2,5 m/s, Corriente: 35 V



Medición 8 Viento: 1,0 m/s, Corriente: 35 V

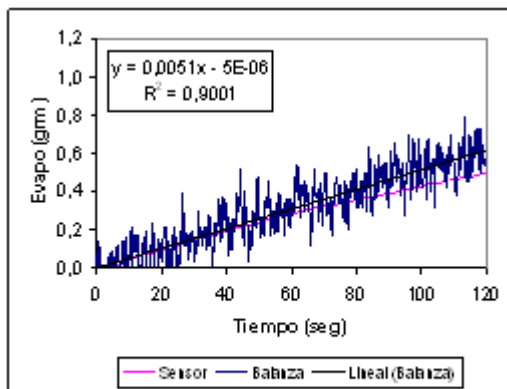


Medición 9 Viento: 3,8 m/s, Corriente: 35 V

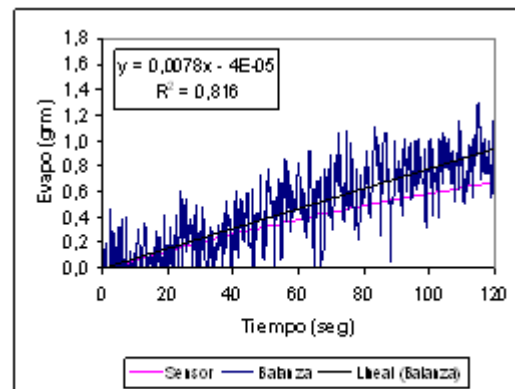
Tabla A3. Tasas de evaporación registradas en proceso de calibración Domo 1.

Med	Tasa Balanza	Tasa Sensor
1	0,0082	0,0076
2	0,0075	0,0075
3	0,0107	0,0100
4	0,0062	0,0068
5	0,0157	0,0154
6	0,0142	0,0125
7	0,0054	0,0055
8	0,0033	0,0045
9	0,0052	0,0070

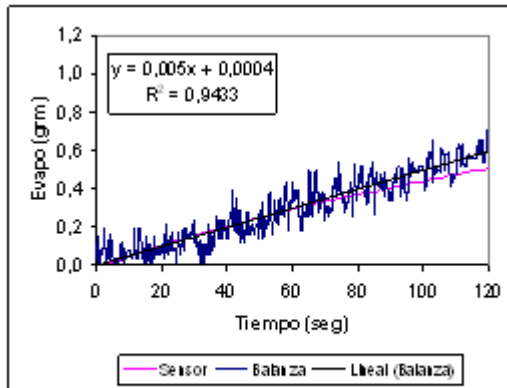
A4. Domo 2 campaña III Región



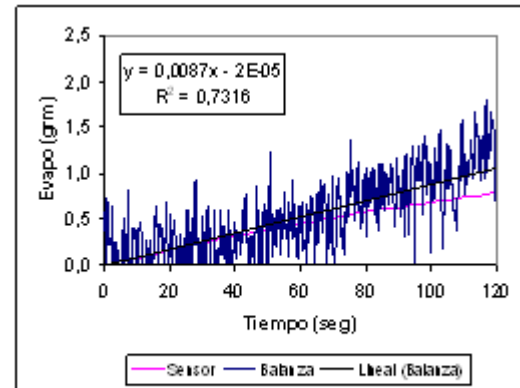
Medición 1 Viento: 1,9 m/s, Corriente: 55 V



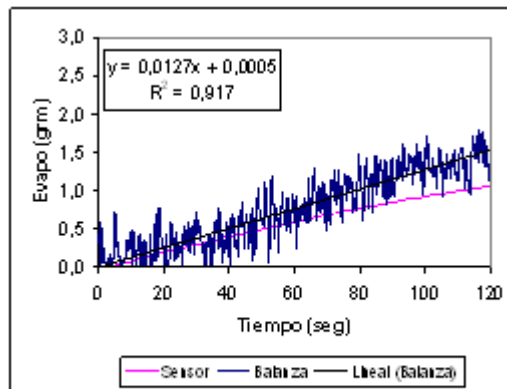
Medición 2 Viento: 2,8 m/s, Corriente: 55 V



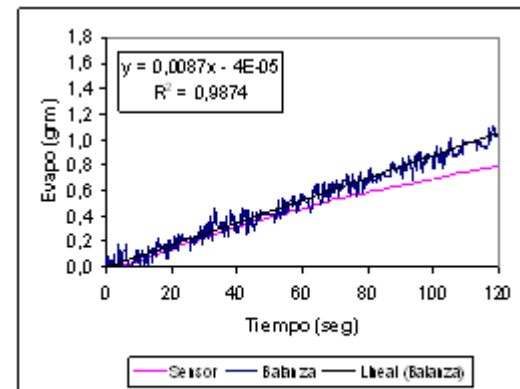
Medición 3 Viento: 2,2 m/s, Corriente: 55 V



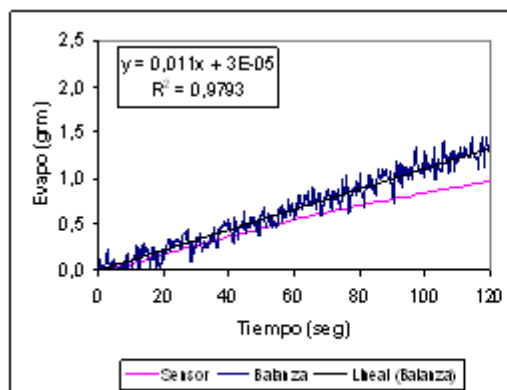
Medición 4 Viento: 4,0 m/s, Corriente: 55 V



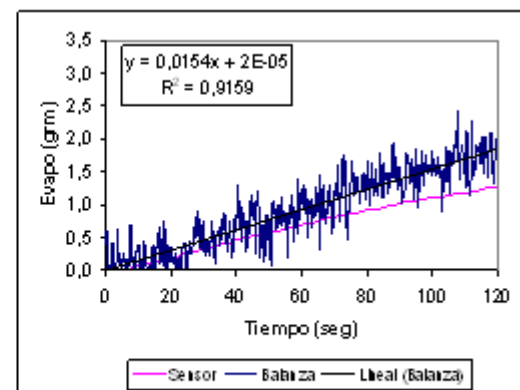
Medición 5 Viento: 2,8 m/s, Corriente: 70 V



Medición 6 Viento: 1,2 m/s, Corriente: 70 V



Medición 7 Viento: 1,9 m/s, Corriente: 70 V



Medición 8 Viento: 4,0 m/s, Corriente: 70 V

Tabla A4. Tasas de evaporación registradas en proceso de calibración Domo 2.

Med	Tasa Balanza	Tasa Sensor
1	0,0051	0,0062
2	0,0078	0,0079
3	0,0050	0,0061
4	0,0087	0,0097
5	0,0127	0,0120
6	0,0087	0,0099
7	0,0110	0,0109
8	0,0154	0,0133

ANEXO B: Resultados análisis de suelos

B1. I Región de Tarapacá



División Ingeniería Estructural y Geotécnica
Área Ingeniería Geotécnica

CORRELATIVO GENERAL **805218**

2.0. RESULTADOS

2.1. Granulometría por tamizado según Manual de Carretera 8.102 LNV 105-86

Muestra		H1-D1	H2-D2	H3-D1	H4-D2
OTE N°		9022	9022	9022	9022
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	19.01.09	19.01.09	19.01.09	19.01.09
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				
3/4"	20		100		
3/8"	9.5	100	98	100	100
#4	4.75	97	85	99	98
#8	2.36	86	80	94	93
#16	1.18	63	62	83	80
#30	0.60	38	43	68	64
#50	0.30	14	25	54	50
#100	0.150	7	17	41	37
#200	0.075	5	14	30	24

Muestra		H5-D1	H6-D2	H7-D1	H8-D2
OTE N°		9022	9022	9022	9022
GRANULOMETRÍA (LNW 106-86)	Fecha	19.01.09	19.01.09	19.01.09	19.01.09
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				100
3/4"	20		100		99
3/8"	9.5	100	99	100	96
#4	4.75	95	96	98	88
#6	2.36	87	87	92	85
#16	1.18	77	77	81	75
#30	0.60	68	67	70	64
#50	0.30	60	60	60	56
#100	0.150	48	51	48	48
#200	0.075	34	40	30	36

DICTUC es una filial de la Pontificia Universidad Católica de Chile

Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago - Chile / Fono: (56-2) 354 4215 - 354 4208 / Fax: (56-2) 553 2268
e-mail: ingeot@ing.puc.cl / www.dictuc.cl

CORRELATIVO GENERAL 805218

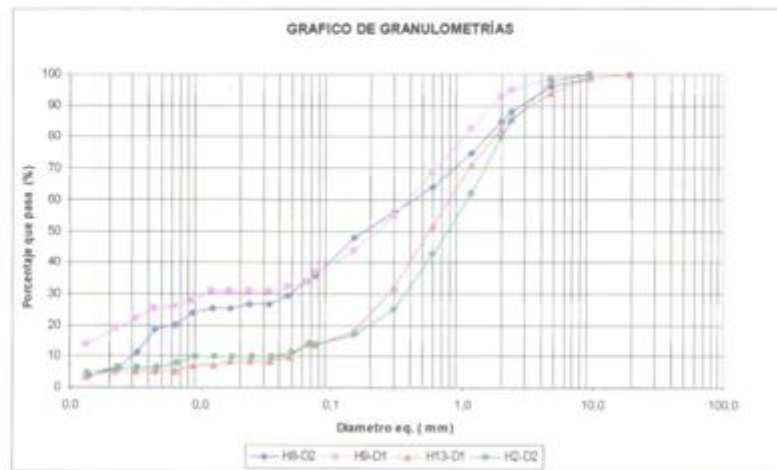
Muestra		H9-D1	H10-D2	H11-D1	H12-D2
OTE N°		9022	9022	9022	9022
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	19.01.09	19.01.09	19.01.09	19.01.09
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				
¾"	20	100			
3/8"	9.5	99	100	100	
#4	4.75	95	97	98	100
#8	2.36	93	91	92	96
#16	1.18	83	78	81	86
#30	0.60	69	62	67	76
#50	0.30	55	49	55	65
#100	0.150	44	39	46	55
#200	0.075	37	33	39	46

Muestra		H13-D1	H14-D2	H15-D1	H16-D2
OTE N°		9022	9022	9022	9022
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	19.01.09	19.01.09	19.01.09	19.01.09
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25	100			
¾"	20	99	100	100	
3/8"	9.5	94	99	93	100
#4	4.75	86	94	86	98
#8	2.36	83	89	80	94
#16	1.18	71	76	70	81
#30	0.60	52	54	51	51
#50	0.30	32	29	27	19
#100	0.150	18	12	11	9
#200	0.075	14	7	5	7

2.2 Granulometría por sedimentación según ASTM D 422

TABLA DE RESUMEN DE RESULTADOS								
SOLICITANTE	DICTUC S.A. – ÁREA DE ANÁLISIS DE AGUA Y RESIDUOS INDUSTRIALES LÍQUIDOS							
ATENCIÓN	JUAN EDUARDO JOHNSON							
PROYECTO	SALAR DEL HUASCO							
ENSAYO DE RESULTADOS DE DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA POR SEDIMENTACIÓN								
MUESTRA	H8-D2	H9-D1	H13-D1	H2-D2				
GS	2.56	2.56	2.73	2.58				
	Diametro eq. mm	Porcentaje que pasa	Diametro eq. mm	Porcentaje que pasa	Diametro eq. mm	Porcentaje que pasa	Diametro eq. mm	Porcentaje que pasa
	19,0	100	19,0		19,0	100	19,0	
	9,50	99	9,50	100	9,50	99	9,50	100
	4,75	96	4,75	99	4,75	94	4,75	98
	2,36	88	2,36	95	2,36	86	2,36	85
	2,00	85	2,00	93	2,00	83	2,00	80
	1,18	75	1,18	83	1,18	71	1,18	62
	0,600	64	0,600	69	0,600	52	0,600	43
	0,300	56	0,300	55	0,300	32	0,300	25
	0,150	48	0,150	44	0,150	18	0,150	17
	0,075	36	0,075	37	0,075	14	0,075	14
	0,066	34	0,066	34	0,067	14	0,070	14
	0,047	30	0,047	32	0,048	10	0,050	12
	0,033	27	0,033	31	0,034	9	0,035	10
	0,024	27	0,024	31	0,024	9	0,025	10
	0,017	25	0,017	31	0,017	9	0,018	10
	0,012	25	0,012	31	0,012	7	0,013	10
	0,009	24	0,009	28	0,009	7	0,009	10
	0,006	20	0,006	25	0,006	5	0,007	8
	0,004	19	0,004	25	0,004	5	0,005	7
	0,003	12	0,003	22	0,003	5	0,003	7
	0,002	7	0,002	19	0,002	5	0,002	7
	0,001	4	0,001	14	0,001	4	0,001	5

2.3. Curvas Granulométricas




Ing. Ramón Lobos Aravena
 Gerente de Área
 Ingeniería Geotécnica

RLAVBO

"La información contenida en el presente informe o certificado constituye el resultado de un ensayo, calibración o inspección técnica especificada acotado únicamente a las piezas, partes, instrumentos, patrones o procesos analizados, lo que en ningún caso permite al solicitante afirmar que sus productos han sido certificados por DICTUC ni reproducir total o parcialmente el logo, nombre o marca registrada de DICTUC, salvo que exista una autorización previa y por escrito de DICTUC".

B2. II Región de Antofagasta

1.1 RESULTADOS
Granulometría según Manual de Carretera LNV 105-86

Muestra		AC1-D1	AC2-D2	AC3-D1	AC4-D2
OTE N°		8350	8350	8350	8350
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)					
	Fecha	23.01.08	23.01.08	23.01.08	23.01.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				
3/4"	20	100	100	100	100
3/8"	9.5	97	95	98	96
#4	4.75	91	86	90	85
#8	2.36	89	75	78	74
#16	1.18	76	64	65	62
#30	0.60	65	48	49	47
#50	0.30	42	21	28	24
#100	0.150	17	6	11	7
#200	0.075	10	3	7	3

Muestra		LA1-D1	LA2-D2	LA3-D1	LA4-D2
OTE N°		8350	8350	8350	8350
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)					
	Fecha	23.01.08	23.01.08	23.01.08	23.01.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				
3/4"	20			100	
3/8"	9.5	100	100	95	100
#4	4.75	97	97	88	98
#8	2.36	91	91	81	94
#16	1.18	85	81	77	90
#30	0.60	78	62	73	84
#50	0.30	65	34	67	74
#100	0.150	44	23	58	55
#200	0.075	35	20	51	48

Muestra		T1-D1	TU2-D2	TU3-D1	T4-D2
OTE N°		8350	8350	8350	8350
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	23.01.08	23.01.08	23.01.08	23.01.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				
¾"	20	100	100	100	100
3/8"	9.5	96	93	91	87
#4	4.75	88	86	81	78
#8	2.36	76	75	71	68
#16	1.18	63	63	58	52
#30	0.60	48	51	46	29
#50	0.30	27	34	27	16
#100	0.150	13	14	11	8
#200	0.075	9	8	6	7

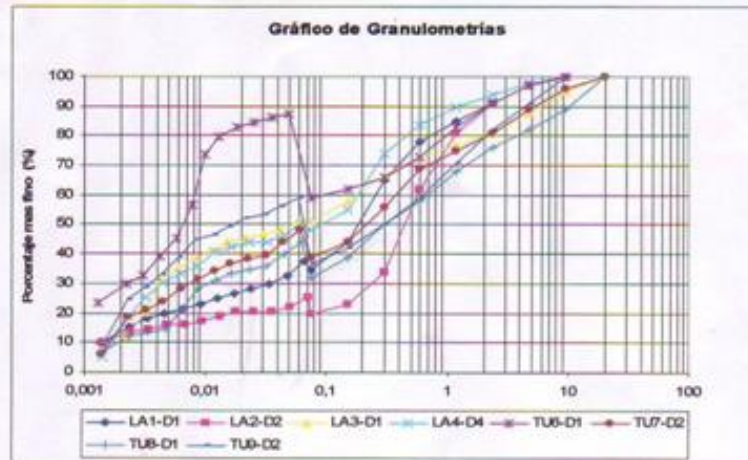
Muestra		TU6-D1	TU7-D2	TU8-D1	TU9-D2
OTE N°		8350	8350	8350	8350
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	23.01.08	23.01.08	23.01.08	23.01.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25				
¾"	20		100	100	
3/8"	9.5	100	96	89	100
#4	4.75	97	89	82	91
#8	2.36	91	81	76	82
#16	1.18	83	75	68	71
#30	0.60	73	69	58	59
#50	0.30	66	56	50	50
#100	0.150	62	44	39	42
#200	0.075	59	39	32	37

1.2 Granulometría según ASTM D 422

TABLA DE RESUMEN DE RESULTADOS								
SOLICITANTE	INGENIERÍA HIDRAULICA							
ATENCION								
ENSAYO DE RESULTADOS DE DISTRIBUCION GRANULOMETRICA POR SEDIMENTACION								
MUESTRA	LA1-D1		LA2-D2		LA3-D1		LA4-D4	
GS	2,51		2,45		2,57		2,49	
	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino
	0,060	38	0,071	26	0,059	51	0,064	51
	0,048	33	0,051	22	0,043	48	0,046	46
	0,034	30	0,036	21	0,030	47	0,033	44
	0,024	28	0,026	21	0,022	45	0,023	44
	0,017	27	0,018	21	0,015	44	0,016	42
	0,013	25	0,013	19	0,011	41	0,012	41
	0,009	23	0,009	18	0,008	39	0,009	36
	0,006	22	0,007	16	0,006	35	0,006	34
	0,005	20	0,005	16	0,004	31	0,004	30
	0,003	18	0,003	15	0,003	20	0,003	26
	0,002	15	0,002	14	0,002	12	0,002	19
	0,001	10	0,001	10	0,001	7	0,001	5
MUESTRA	TU6-D1		TU7-D2		TU8-D1		TU9-D2	
GS	2,57		2,54		2,52		2,49	
	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino
	0,050	88	0,061	48	0,062	44	0,059	59
	0,036	86	0,044	44	0,045	40	0,042	56
	0,025	85	0,032	40	0,033	36	0,031	54
	0,018	83	0,023	36	0,023	35	0,022	52
	0,013	80	0,016	37	0,016	34	0,016	49
	0,010	74	0,012	34	0,012	31	0,012	47
	0,008	57	0,009	31	0,009	28	0,008	45
	0,006	45	0,006	28	0,006	21	0,006	39
	0,004	39	0,004	24	0,005	15	0,004	33
	0,003	33	0,003	21	0,003	13	0,003	29
	0,002	30	0,002	18	0,002	12	0,002	25
	0,001	24	0,001	6	0,001	7	0,001	9

Observación:

No se conoce el comportamiento de las sales frente a la sustancia química utilizada en el ensayo Tripolifosfato sódico, utilizado en el ensayo de Granulometría por Sedimentación.



1.3 RESULTADOS

1.3.1 ENSAYO DE SALES SOLUBLES

Los ensayos se realizaron por el Área de Resistencia de Materiales – Resmat de DICTUC S.A. Los resultados fueron informados en el Documento N° 740882 y N° 740883 de fecha 18 de febrero de 2008.

Procedimientos

Manual de Carreteras, Volumen N° 8, sección 8.202.14

Muestra	Sales Solubles (%)
LA4-D1	17.5
TU6-D1	20.4

Observación: Ensayo realizado con material que pasa tamiz N° 4 (5 mm).

Ing. Ramón Lobos Aravena
Gerente de Área
Ingeniería Geotécnica

RLAVBO

FI-E.02-AIG

LA INFORMACION CONTENIDA EN EL PRESENTE INFORME O CERTIFICADO CONSTITUYE EL RESULTADO DE UN ENSAYO, CALIBRACION O INSPECCION TECNICA ESPECIFICA ACOTADO UNICAMENTE A LAS PIEZAS, PARTES, INSTRUMENTOS O PATRONES O PROCESOS ANALIZADOS, LO QUE EN NINGUN CASO PERMITE AL SOLICITANTE AFIRMAR QUE SUS PRODUCTOS HAN SIDO "CERTIFICADOS POR DICTUC", NI REPRODUCIR EN NINGUNA FORMA EL LOGO, NOMBRE O MARCA REGISTRADA DE DICTUC, SALVO QUE EXISTA UNA AUTORIZACION PREVIA Y POR ESCRITO DE DICTUC.

Página 5 de 6

IG2008-231

Pr.2008-59 (Atiplano II Region)

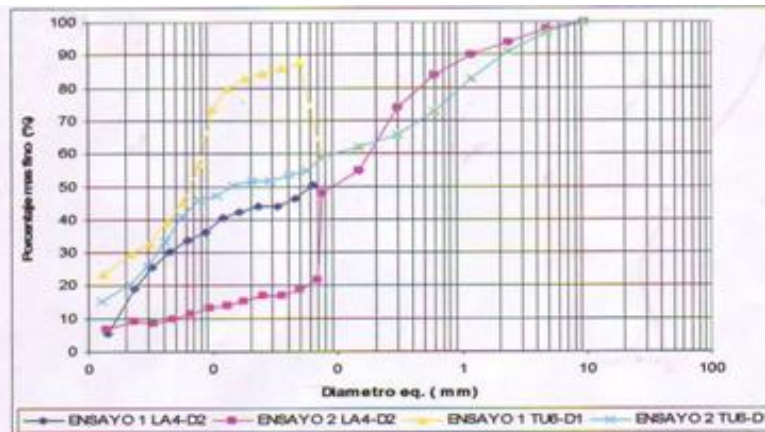
DICTUC es una filial de la Pontificia Universidad Católica de Chile

Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago - Chile / Fono: (56-2) 354 4215 - 354 4208 / Fax: (56-2) 553 2268
e-mail: ingeot@ing.puc.cl / www.dictuc.cl

2.0 ANEXO

Después de la realización de los ensayos de sales solubles a dos muestras encargadas por cliente, identificadas como LA4-D2 y TU6-D1 se decide realizar nuevamente el ensayo de Granulometría por sedimentación, ya que se consideran estar limpias de sales entregando diferencias en los resultados.

ENSAYO 1 LA4-D2		ENSAYO 2 LA4-D2		ENSAYO 1 TU6-D1		ENSAYO 2 TU6-D1	
GS	2,49	GS	2,57	GS	2,57	GS	2,71
Diametro eq. mm	Porcentaje % que pasa	Diametro eq. mm	Porcentaje % que pasa	Diametro eq. mm	Porcentaje % que pasa	Diametro eq. mm	Porcentaje % que pasa
25		25		25		25	
20		20		20		20	
9,5	100	9,5	100	9,5	100	9,5	100
4,75	98	4,75	98	4,75	97	4,75	97
2,36	94	2,36	94	2,36	91	2,36	91
1,18	90	1,18	90	1,18	83	1,18	83
0,600	84	0,600	84	0,600	73	0,600	73
0,300	74	0,300	74	0,300	66	0,300	66
0,150	55	0,150	55	0,150	62	0,150	62
0,075	48	0,075	48	0,075	59	0,075	59
0,064	51	0,070	22	0,050	88	0,057	55
0,046	46	0,050	19	0,036	86	0,041	53
0,033	44	0,036	17	0,025	85	0,029	52
0,023	44	0,025	17	0,018	83	0,021	52
0,016	42	0,018	15	0,013	80	0,015	50
0,012	41	0,013	14	0,010	74	0,011	47
0,009	36	0,009	13	0,008	57	0,008	46
0,006	34	0,007	12	0,006	45	0,006	41
0,004	30	0,005	10	0,004	39	0,004	33
0,003	26	0,003	8	0,003	33	0,003	26
0,002	19	0,002	9	0,002	30	0,002	21
0,001	5	0,001	7	0,001	24	0,001	15



B3. III Región de Atacama



765135

División Ingeniería Estructural y Geotécnica
Área Ingeniería Geotécnica

1.1 RESULTADOS
Granulometría según Manual de Carretera LNV 105-86

Muestra	AT	M1-D1	M2-D2	M3-D1
OTE N°	8549	8549	8549	8549
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	17.04.08	17.04.08	14.04.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)		
1"	25	100	100	
3/4"	20	96	95	100
3/8"	9.5	100	87	90
#4	4.75	99	81	81
#8	2.36	99	75	73
#10	2.00	99	74	71
#16	1.18	97	70	64
#30	0.60	87	64	56
#50	0.30	62	47	42
#100	0.150	22	26	26
#200	0.075	8	20	21

Muestra	M4-D2	M5-D1	M6-D2	M7-D1
OTE N°	8549	8549	8549	8549
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	17.04.08	17.04.08	17.04.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)		
1"	25		100	100
3/4"	20	100	100	98
3/8"	9.5	98	97	90
#4	4.75	96	90	81
#8	2.36	94	81	74
#10	2.00	94	78	72
#16	1.18	93	69	67
#30	0.60	89	59	63
#50	0.30	78	37	58
#100	0.150	61	18	45
#200	0.075	52	5	35

Muestra	M8-D2	M9-D1	P1-D1	P2
OTE N°	8549	8549	8549	8549
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)	Fecha	17.04.08	17.04.08	14.04.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)		
1"	25			
3/4"	20	100	100	
3/8"	9.5	93	96	
#4	4.75	83	91	
#8	2.36	71	86	
#10	2.00	68	84	100
#16	1.18	59	79	99
#30	0.60	52	72	97
#50	0.30	44	58	94
#100	0.150	30	40	66
#200	0.075	20	34	44

Página 2 de 5
IG2008-505
Pr.2008-154 (MINSAL)

Muestra		P3-D1	P4-D2	P5-D1	P6-D2
OTE N°		8549	8549	8549	8549
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)		Fecha	17.04.08	17.04.08	17.04.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)			
1"	25		100		100
3/4"	20		97	100	95
3/8"	9.5		96	98	91
#4	4.75		94	90	87
#8	2.36		93	81	82
#10	2.00		93	79	81
#16	1.18		89	71	77
#30	0.60	100	83	62	70
#50	0.30	98	77	48	49
#100	0.150	74	66	26	16
#200	0.075	52	58	15	9

Muestra		P7-D1	P8-D2
OTE N°		8549	8549
GRANULOMETRÍA (LNV 105-86)		Fecha	17.04.08
Tamiz ASTM	Abertura (mm)	Porcentaje que Pasa (%)	
1"	25		
3/4"	20	100	100
3/8"	9.5	91	93
#4	4.75	83	82
#8	2.36	73	71
#10	2.00	70	69
#16	1.18	63	60
#30	0.60	54	51
#50	0.30	40	35
#100	0.150	19	16
#200	0.075	12	9



Ing. Ramón Lobos Aravena
Gerente de Área
Ingeniería Geotécnica

RLA/VBO

FI-E.02-AIG

LA INFORMACION CONTENIDA EN EL PRESENTE INFORME O CERTIFICADO CONSTITUYE EL RESULTADO DE UN ENSAYO, CALIBRACION O INSPECCION TECNICA ESPECIFICA ACOTADO UNICAMENTE A LAS PIEZAS, PARTES, INSTRUMENTOS O PROCESOS ANALIZADOS, LO QUE EN NINGUN CASO PERMITE AL SOLICITANTE AFRMAR QUE SUS PRODUCTOS HAN SIDO "CERTIFICADOS POR DICTUC", NI REPRODUCIR EN NINGUNA FORMA EL LOGO, NOMBRE O MARCA REGISTRADA DE DICTUC, SALVO QUE EXISTA UNA AUTORIZACION PREVIA Y POR ESCRITO DE DICTUC.

Página 3 de 5
IG2008-505
Pr.2008-154 (MINSAL)

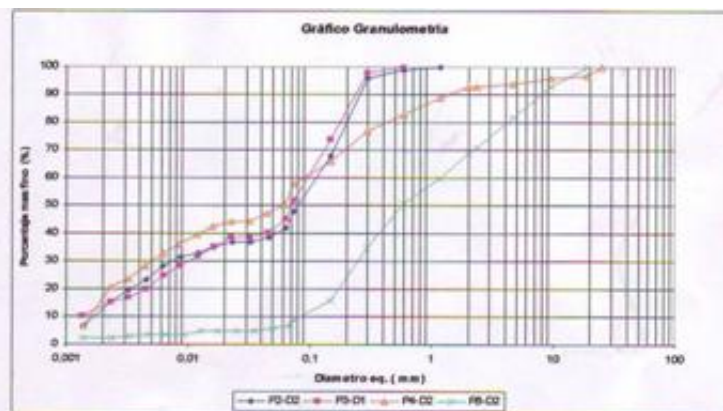
DICTUC es una filial de la Pontificia Universidad Católica de Chile
Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago - Chile / Fono: (56-2) 354 4215 - 354 4208 / Fax: (56-2) 553 2268
e-mail: ingeot@ing.puc.cl / www.dictuc.cl

1.2 Granulometría según ASTM D 422

TABLA DE RESUMEN DE RESULTADOS								
SOLICITANTE	HIDRAULICA DICTUC							
ATENCION	JUAN EDUARDO JOHNSON							
ENSAYO DE RESULTADOS DE DISTRIBUCION GRANULOMETRICA POR SEDIMENTACION								
MUESTRA	AT		M2-D2		M6-D2		P1-D1	
Fecha	21,04,08		23,04,08		23,04,08		23,04,08	
GS	2,86		2,84		2,82		2,74	
	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino
	25		25	100	25			
	19		19	95	19			
	9,5		9,5	90	9,5			
	4,75	99	4,75	81	4,75	81	4,75	
	2,36	99	2,36	73	2,36	74	2,36	
	2,00	99	2,00	71	2,00	72	2,00	100
	1,18	97	1,18	64	1,18	67	1,18	99
	0,600	87	0,600	56	0,600	63	0,600	97
	0,300	62	0,300	42	0,300	58	0,300	94
	0,150	22	0,150	26	0,150	45	0,150	66
	0,075	8	0,075	21	0,075	35	0,075	44
	0,069	9	0,065	21	0,061	34	0,064	42
	0,050	5	0,046	19	0,043	32	0,046	38
	0,036	4	0,033	19	0,031	29	0,032	37
	0,025	4	0,023	19	0,022	29	0,023	37
	0,018	4	0,016	18	0,016	28	0,016	35
	0,013	4	0,012	18	0,012	26	0,012	28
	0,009	4	0,009	18	0,008	23	0,009	8
	0,007	3	0,006	15	0,006	21	0,007	5
	0,005	3	0,004	14	0,004	11	0,005	5
	0,003	3	0,003	13	0,003	3	0,003	5
	0,002	3	0,002	12	0,002	2	0,002	4
	0,001	3	0,001	9	0,001	2	0,001	3



TABLA DE RESUMEN DE RESULTADOS								
SOLICITANT	HIDRAULICA DICTUC							
ATENCION	JUAN EDUARDO JOHNSON							
ENSAYO DE RESULTADOS DE DISTRIBUCION GRANULOMETRICA POR SEDIMENTACION								
MUESTRA	P2-D2		P3-D1		P4-D2		P8-D2	
Fecha	23,04,08		21,04,08		21,04,08		21,04,08	
GS	2,89		2,89		2,63		2,77	
	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino	Diametro eq. mm	Porcentaje mas fino
	25		25		25	100		
	19		19		19	97	19	100
	9,5		9,5		9,5	96	9,5	93
	4,75		4,75		4,75	94	4,75	82
	2,36		2,36		2,36	93	2,36	71
	2,00		2,00		2,00	93	2,00	69
	1,18	100	1,18		1,18	89	1,18	60
	0,600	99	0,600	100	0,600	83	0,600	51
	0,300	96	0,300	98	0,300	77	0,300	35
	0,150	68	0,150	74	0,150	66	0,150	18
	0,075	48	0,075	52	0,075	58	0,075	9
	0,065	42	0,064	45	0,063	50	0,071	7
	0,046	39	0,046	40	0,045	47	0,050	6
	0,033	37	0,033	39	0,032	44	0,036	5
	0,023	37	0,023	39	0,023	44	0,025	5
	0,017	35	0,017	35	0,016	43	0,018	5
	0,012	33	0,012	32	0,012	40	0,013	5
	0,009	32	0,009	29	0,009	36	0,009	4
	0,006	28	0,006	25	0,006	33	0,007	4
	0,005	23	0,005	20	0,004	28	0,005	4
	0,003	20	0,003	17	0,003	24	0,003	3
	0,002	15	0,002	15	0,002	21	0,002	2
	0,001	7	0,001	10	0,001	7	0,001	2



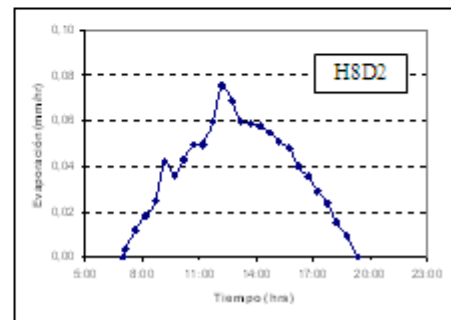
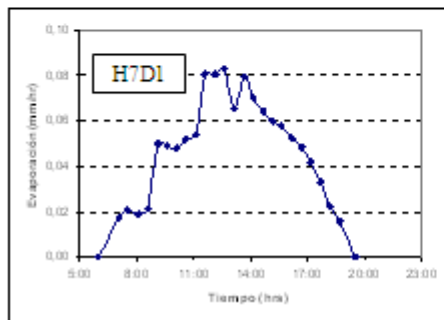
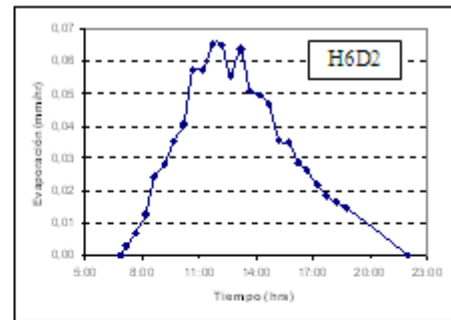
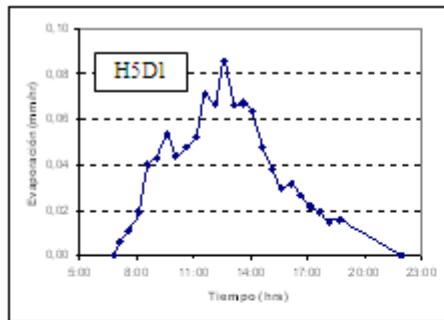
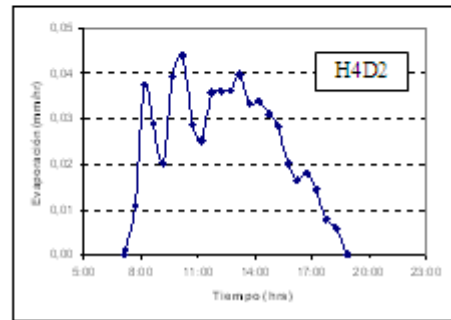
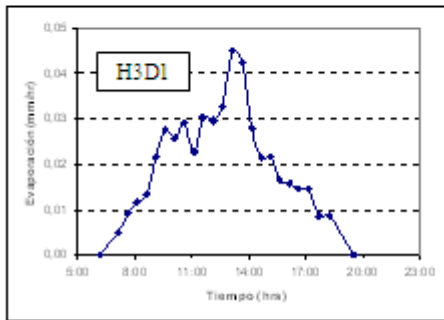
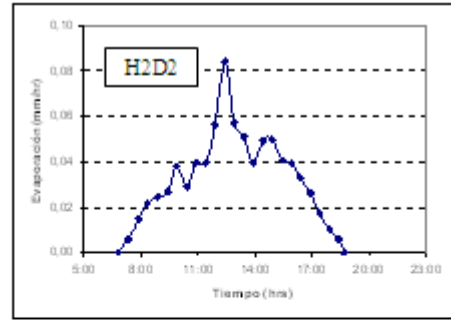
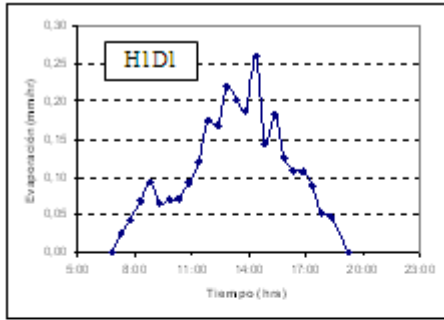
ANEXO C: Tanques evaporímetros

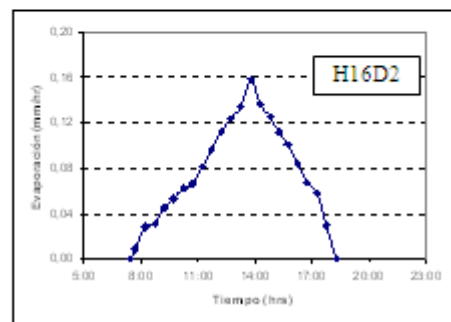
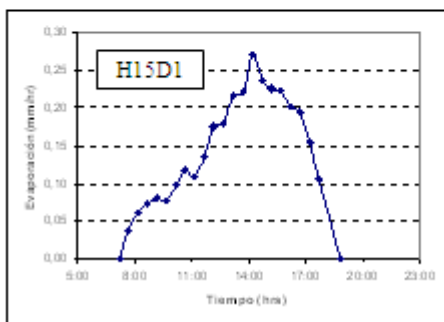
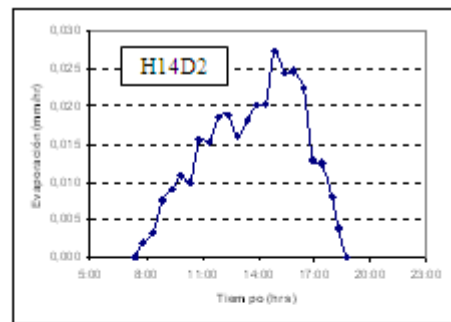
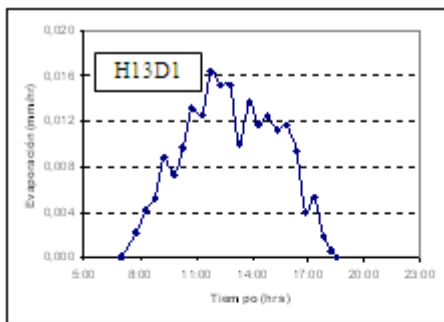
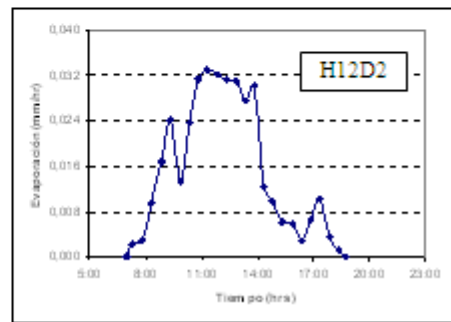
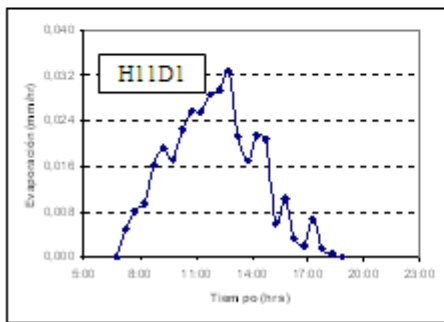
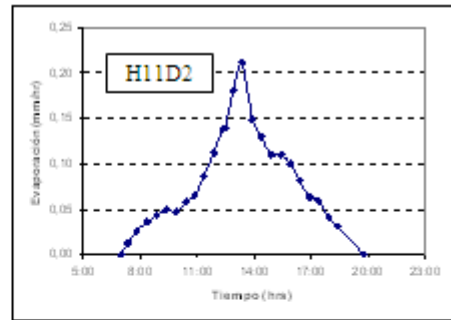
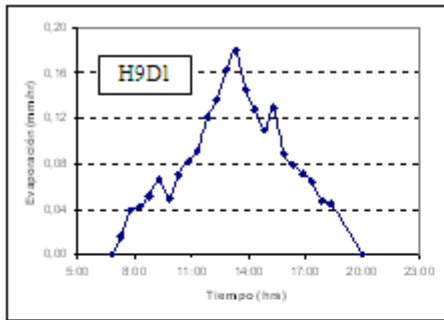
Código	Nombre	Coordenadas UTM		Altitud (msnm)	E _T (mm/día)	Años registro
		Este	Norte			
01201003-6	Lluta	424.127	8.009.643	3.248	5,7	17
01001005-5	Caquena	478.832	8.004.246	4.400	4,3	11
01202009-0	Pacollo	448.878	7.991.283	4.400	4,3	10
01020014-8	Cotacotani	475.323	7.989.490	4.500	5,2	30
01020017-2	Parinacota (ex endesa)	471.800	7.987.641	4.390	4,5	21
01202010-4	Putre	440.075	7.987.569	3.530	5,6	24
01010010-0	Chungará Ajata	482.378	7.983.966	4.570	4,2	23
01010007-0	Chungará Retén	487.668	7.978.438	4.570	5,2	10
01310022-5	Aeródromo el Buitre	360.996	7.953.962	30	7,3	22
01310019-5	Azapa	382.124	7.952.260	350	7,0	33
01410012-1	Codpa	420.979	7.917.420	1.800	5,3	40
01502006-7	Cuya	377.307	7.882.139	120	6,6	13
01730018-0	Lagunillas (pampa lirima)	515.706	7.805.083	3.940	5,5	25
01740002-9	Cerro Colorado	479.082	7.784.789	2.630	7,4	11
01050007-9	Coyacagua	517.429	7.782.949	3.990	6,1	44
01700010-1	Huara en Fuerte Baquedano	421.599	7.775.403	1.000	8,8	13
01080001-3	Ujma	536.384	7.681.472	4.200	5,5	11
02020001-4	Cebollar	568.241	7.618.807	3.730	7,8	15
02101003-0	Lequena	535.139	7.605.268	3.320	7,6	25
02103007-4	San Pedro de Conchi	548.875	7.574.445	3.217	10	19
02103008-2	Parshall n2	549.805	7.573.477	3.318	10,8	39
02103009-0	Ojos San Pedro	568.440	7.568.716	3.800	6,4	17
02104009-6	Conchi Muro Embalse	538.960	7.565.092	3.010	8,2	13
02104005-8	Conchi Embalse	539.003	7.564.490	3.010	9,5	38
02103010-4	Inacaliri	596.588	7.564.208	4.100	6,4	23
02105016-4	Linzor	600.913	7.541.763	4.096	5,4	34
02105015-6	Turi	571.634	7.539.949	3.070	8,5	11
02105017-2	Toconce	586.111	7.537.991	3.350	6,6	33
02105018-0	Ayquina	570.227	7.536.538	3.031	9,6	15
02105021-0	Caspana	581.581	7.529.879	3.260	6,4	35
02104010-k	Chiu-chiu	536.440	7.529.250	2.524	6,7	33
02105022-9	El Tatio	601.729	7.526.160	4.320	4,5	13

Código	Nombre	Coordenadas UTM		Altitud (msnm)	E _T (mm/día)	Años registro
		Este	Norte			
02112009-k	Coya Sur	435.924	7.523.433	1.290	10	19
02110013-7	Calama	509.841	7.517.409	2.260	9,3	27
02510006-9	San Pedro de Atacama	582.197	7.466.520	2.450	8,3	27
02500016-1	Toconao Experimental	602.581	7.435.191	2.430	9,8	33
02710002-3	Baquedano	414.749	7.419.946	1.032	10,2	13
02500019-6	Socaire	613.485	7.391.129	3.251	8,7	25
02710003-1	Antofagasta	358.725	7.389.982	50	5	10
02500020-k	Peine	595.346	7.381.030	2.480	9,3	34
02942001-7	Aguas Verdes	403.389	7.190.650	1.600	10,5	21
03450004-5	Copiapó	368.152	6.970.357	370	4,6	17
03450004-5	Copiapó	368.152	6.970.357	370	4,6	17
03430007-0	Los Loros	391.670	6.920.731	950	8	44
03430006-2	Lautaro Embalse	401.640	6.906.043	1.110	7,9	39
03701001-4	Canto del Agua	311.782	6.884.651	250	4,1	22
03414002-2	Iglesia Colorada	414.913	6.883.987	1.950	10,9	15
03826003-0	Huasco Bajo	285.477	6.848.780	90	2,6	14
03823004-2	La Compañía (vallenar)	323.375	6.837.931	410	4,3	15
03820004-6	Santa Juana	338.558	6.827.716	570	5,4	43
03806002-3	El Transito	375.142	6.805.665	1.150	8,8	15
03815004-9	San Felix	357.494	6.799.168	1.200	5,8	15
03802005-6	Conav	387.794	6.794.590	1.500	7,5	23

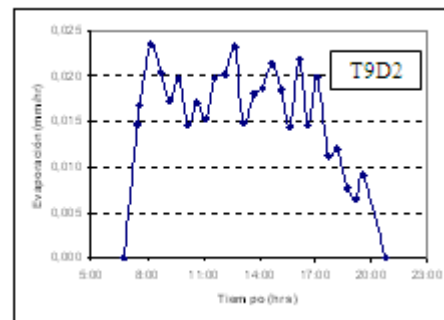
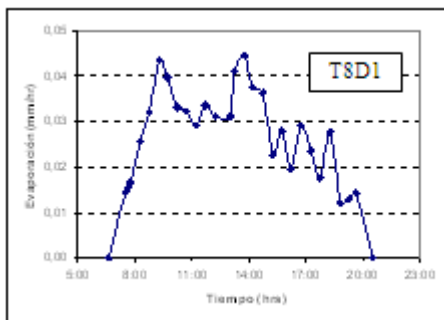
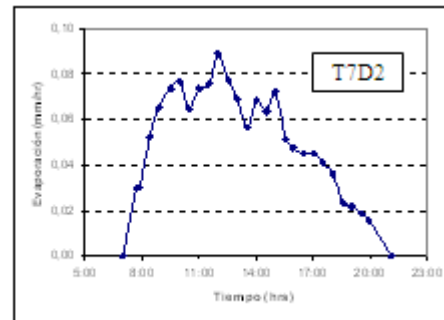
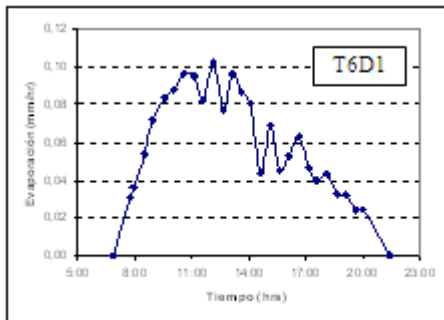
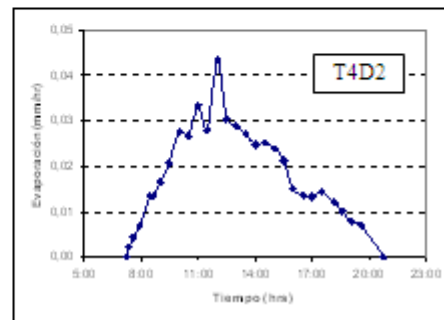
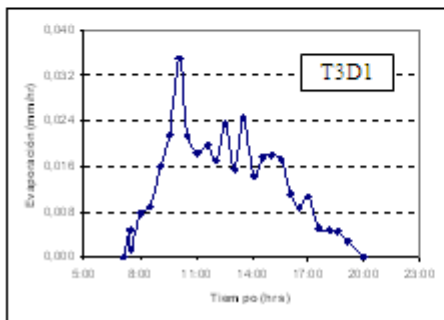
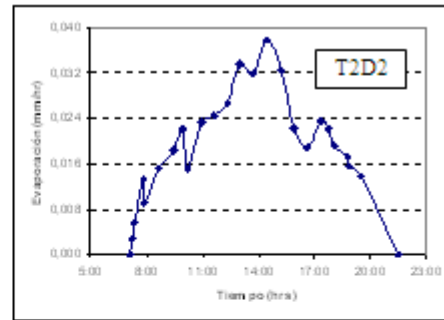
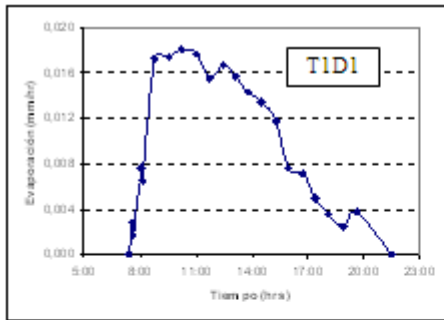
ANEXO D: Curvas diarias de evaporación

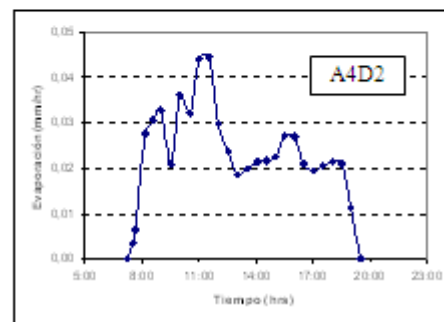
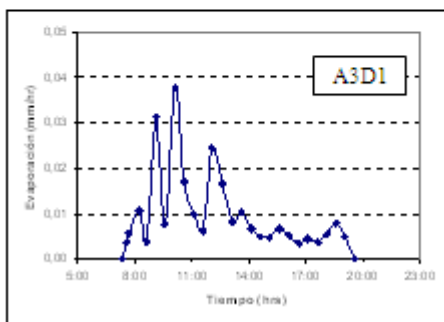
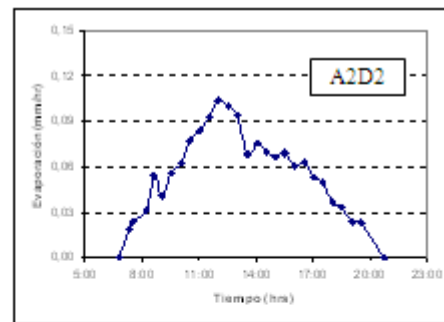
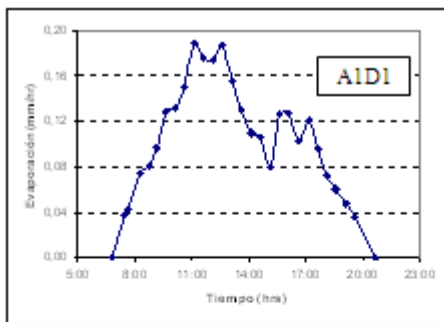
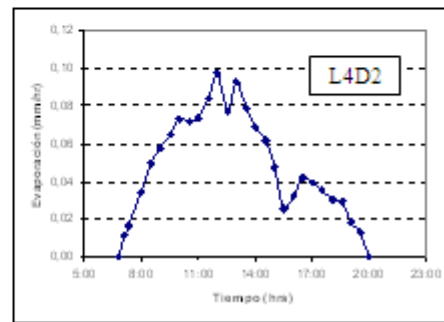
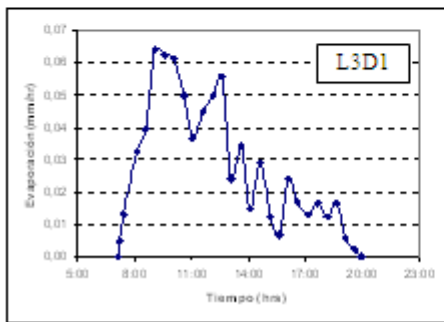
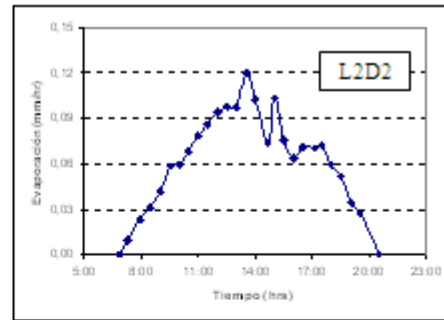
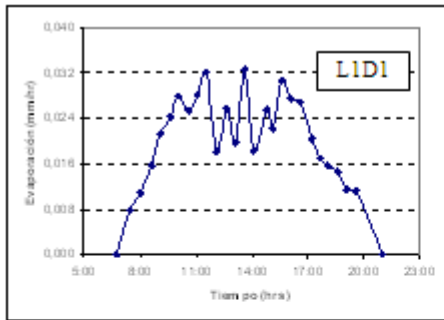
D1. I Región de Tarapacá



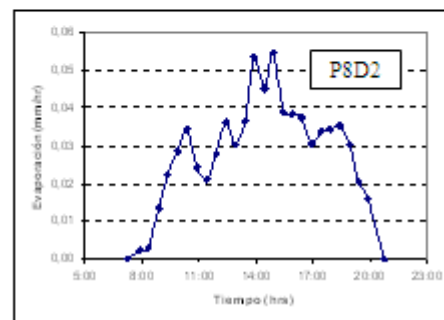
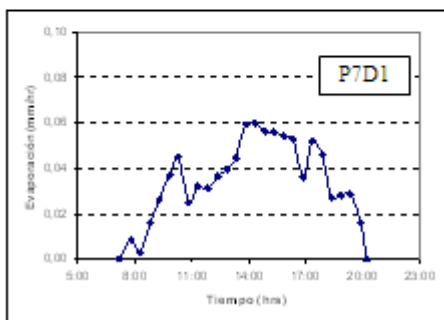
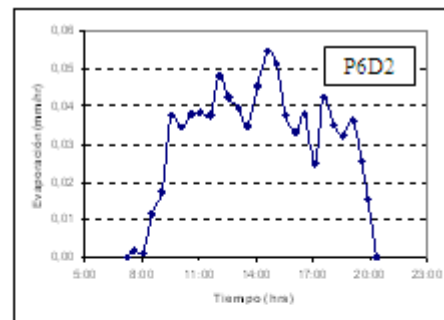
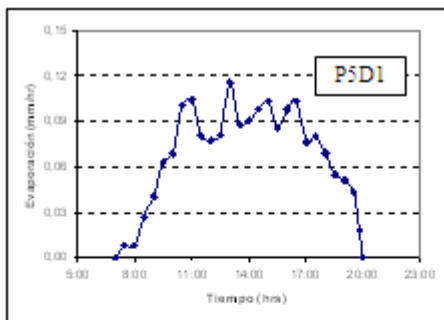
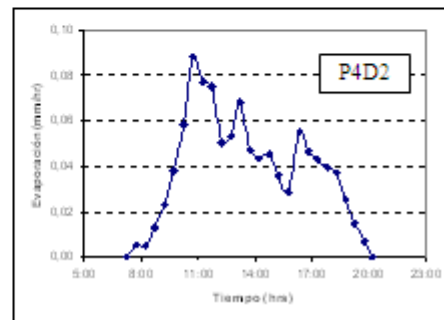
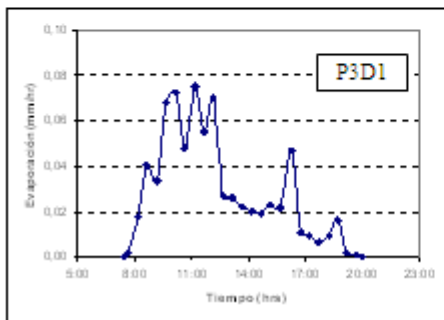
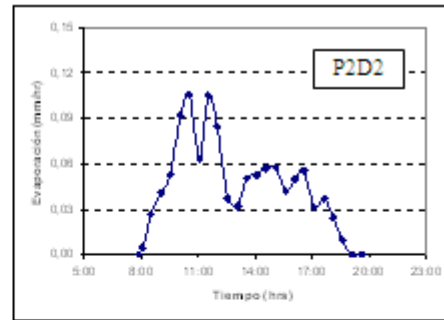
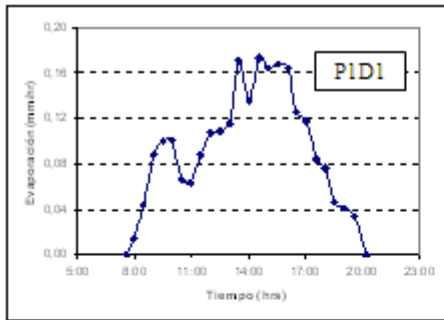


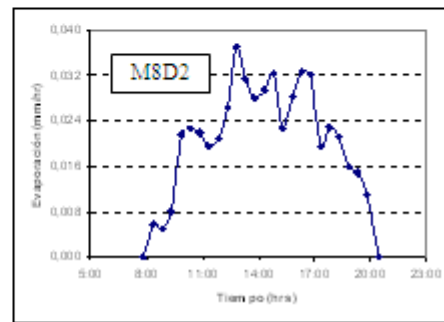
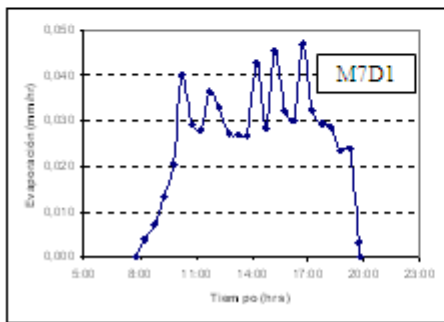
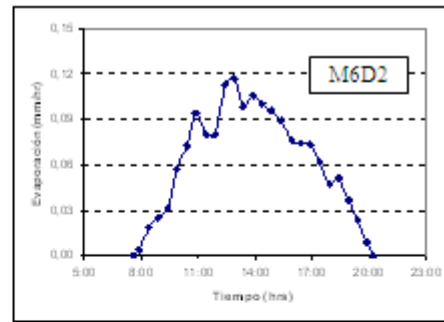
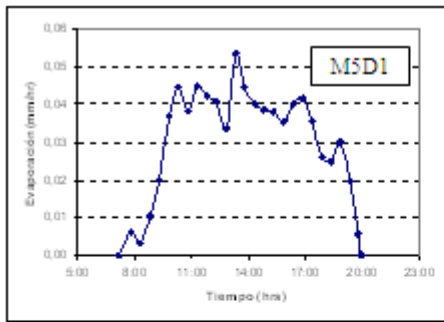
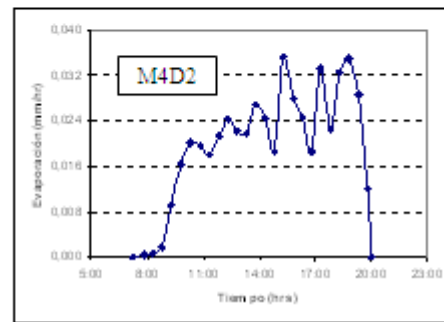
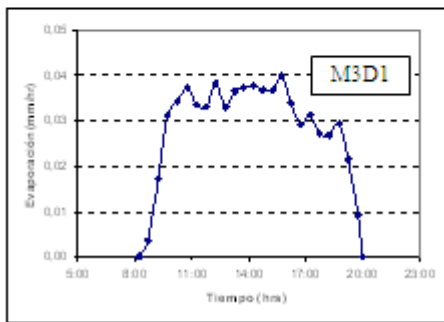
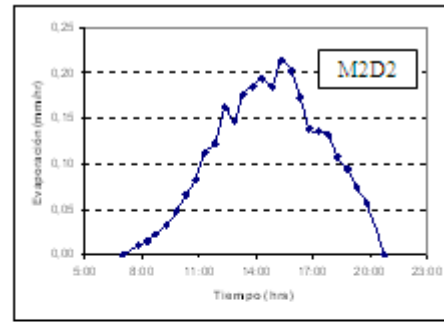
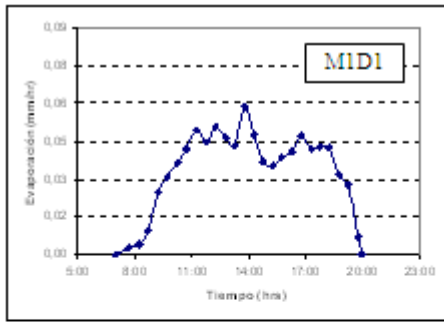
D2. II Región de Antofagasta

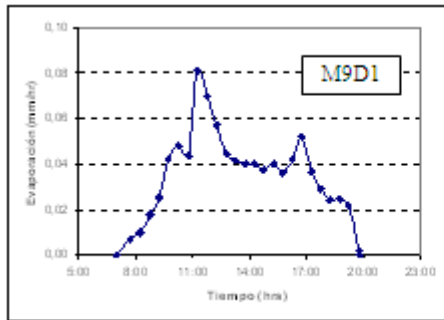




D3. III Región de Atacama







ANEXO E: Profundidad del nivel freático en salares

E1. Salar del Huasco

Id	Norte	Este	Cota (msnm)	Prof (mbnt)	Cota nivel (msnm)
1	7.759.262,508	513.406,664	3.785,054	0,024	3785,030
2	7.758.604,084	512.462,130	3.781,182	0,000	3781,182
3	7.757.445,286	511.836,447	3.781,372	0,408	3780,964
4	7.756.292,294	511.878,186	3.781,217	0,087	3781,130
5	7.755.645,074	512.055,026	3.781,129	0,027	3781,102
6	7.757.864,692	514.191,409	3.782,547	0,318	3782,229
7	7.757.640,875	513.533,078	3.781,712	0,196	3781,516
8	7.753.663,728	520.435,020	3.786,854	0,485	3786,369
9	7.754.967,484	515.810,897	3.781,459	1,317	3780,142
10	7.756.339,268	515.063,213	3.781,521	0,893	3780,628
11	7.757.515,332	513.281,272	3.781,353	0,066	3781,287
12	7.756.725,051	513.384,796	3.781,382	0,740	3780,642
13	7.755.974,061	513.356,598	3.781,515	0,623	3780,892
14	7.753.892,897	517.609,204	3.781,372	*	*
15	7.754.151,672	518.853,851	3.781,420	0,681	3780,739
16	7.754.334,179	514.830,266	3.781,597	0,614	3780,983
17	7.752.982,117	519.038,987	3.780,972	0,046	3780,926
18	7.752.176,386	518.019,747	3.781,999	-	-
19	7.752.809,477	516.844,732	3.781,401	0,233	3781,168
20	7.752.590,964	517.356,529	3.781,253	0,006	3781,247

21	7.755.044,706	516.369,811	3.780,909	0,587	3780,322
22	7.751.794,885	517.112,796	3.782,241	0,003	3782,238
23	7.752.328,000	516.212,853	3.782,130	0,159	3781,971
24	7.752.797,868	515.067,560	3.781,282	-	-
25	7.754.946,740	512.774,621	3.781,454	0,637	3780,817
26	7.753.877,214	514.036,920	3.781,368	-0,002	3781,370
27	7.758.437,221	514.739,261	3.785,168	*	*
28	7.757.112,296	515.887,822	3.782,445	0,520	3781,925
29	7.756.535,217	517.168,082	3.780,994	0,106	3780,888
30	7.755.830,201	518.116,115	3.781,069	0,221	3780,848
31	7.755.171,781	518.792,218	3.780,990	0,099	3780,891
32	7.755.041,726	520.821,879	3.786,770	0,440	3786,330
33	7.755.008,229	514.236,630	3.781,579	0,414	3781,165
34	7.754.375,148	515.809,016	3.781,583	*	*
35	7.759.750,164	513.304,311	3.786,516	0,000	3786,516
36	7.755.441,493	513.245,206	3.781,652	*	*
37	7.752.493,986	515.222,700	3.784,032	0,025	3784,007
38	7.752.729,626	515.464,752	3.781,607	0,028	3781,579
39	7.752.920,138	515.573,831	3.781,408	0,049	3781,359
40	7.751.644,606	517.192,546	3.783,159	0,298	3782,861

E2. Salar de Pedernales

Id	Norte	Este	Cota (msnm)	Prof (mbnt)	Cota nivel (msnm)
CC1	475960,37	7089724,83	3356,83	1,28	3355,55
CC2	475492,85	7093095,20	3353,66	2,10	3351,56
CC3	475977,44	7095007,60	3351,55	0,52	3351,03
CC4	475140,00	7095400,00	3360,00	4,34	3355,66
CC5	477834,00	7086987,00	3390,00	2,75	3387,25
CC8	481037,71	7090102,60	3356,38	1,39	3354,99
CC10	483034,46	7092144,50	3351,74	0,74	3351,00
CC11	484525,92	7093364,61	3354,08	2,15	3351,93
CC12	485267,86	7095330,06	3352,21	1,08	3351,13
CC13	486171,00	7094070,00	3360,00	3,84	3356,16
CC15	488193,07	7095754,24	3352,34	0,68	3351,66
CC17	494753,72	7093413,06	3358,58	1,78	3356,80
CC21	492604,40	7099456,21	3351,35	0,39	3350,96
CC22	492844,00	7100684,00	3360,00	0,20	3359,80
CC23	493377,58	7101145,43	3352,24	1,15	3351,09
CC24	486718,33	7106701,27	3350,76	1,67	3349,10
CC26	490123,48	7108974,97	3350,00	0,83	3349,17
CC27	492747,89	7110027,30	3349,95	0,31	3349,64
CC28	492437,28	7106391,99	3349,94	0,10	3349,84
CC29	492308,00	7102515,50	3350,27	0,41	3349,86
CC30	491180,06	7099784,23	3351,27	0,85	3350,42
CC31	494231,65	7100877,70	3355,48	2,26	3353,22

B-1	485597,10	7088809,70	3394,58	32,63	3361,95
B-2	485025,10	7086121,20	3407,66	46,38	3361,28
B-4	489706,30	7081678,90	3483,42	70,48	3412,94
E-1'	485800,00	7088660,00	3393,81	27,21	3366,60
E-2'	483370,00	7084900,00	3395,16	32,82	3362,34
E-7a	484286,10	7083353,80	3426,03	64,63	3361,40
J-1	494770,00	7073790,00	3569,44	14,06	3555,38
J-2	494200,00	7074730,00	3557,39	16,24	3541,15
J-3	498770,00	7070380,00	3690,00	14,50	3675,50
J-3'	498690,00	7070360,00	3690,00	17,65	3672,35
J-4	498870,00	7070310,00	3690,00	14,00	3676,00
J-4'	498860,00	7070380,00	3690,00	17,68	3672,32
J-5	500250,00	7070130,00	3683,17	5,64	3677,53
J-6	495090,00	7070810,00	3600,00	15,50	3584,50
J-7	493300,00	7074110,00	3560,00	3,65	3556,35
P-1	492301,10	7058189,00	3660,00	16,10	3643,90
P-1	479570,00	7087260,00	3361,51	1,30	3360,21
P-18	484625,30	7090591,00	3373,35	10,16	3363,19
P-19	480561,90	7085750,00	3375,13	14,58	3360,55
P-19a	480523,50	7085428,00	3377,58	18,32	3359,26
P-2	492418,50	7058087,00	3660,00	15,70	3644,30
P-2	483060,00	7089300,00	3364,53	30,70	3333,83

Id	Norte	Este	Cota (msnm)	Prof (mbnt)	Cota nivel (msnm)
P-4	482320,00	7086580,00	3376,86	30,70	3346,16
P-4a	482010,00	7086681,60	3376,46	16,13	3360,33
P-5	484080,00	7087640,00	3384,00	18,42	3365,58
P-5a	483945,10	7087836,30	3384,40	23,49	3360,91
P-7	481680,00	7083840,00	3388,93	28,05	3360,88
P-7a	481540,00	7083857,40	3394,72	35,37	3359,35
P-8	485120,00	7085920,00	3404,87	41,00	3363,87
PB-1	494810,00	7069130,00	3615,00	15,48	3599,52
PB-10	480506,00	7085399,00	3420,00	18,98	3401,02
PB-11	479767,00	7084733,00	3420,00	23,32	3396,68
PB-13	481690,20	7083857,10	3394,00	37,98	3356,02
PB-14	501507,70	7103801,30	3520,83	23,83	3497,00
PB-15	494772,18	7073415,26	3572,33	12,24	3560,09
PB-5	482500,00	7084650,00	3393,80	30,65	3363,15
PB-6	482100,00	7085100,00	3386,76	24,47	3362,29
PB-7	482350,00	7085400,00	3386,10	23,08	3363,02
PB-8	481789,70	7084726,20	3389,73	27,64	3362,09
PB-9	480478,30	7084708,84	3381,70	23,24	3358,46
PE-1	490324,49	7095987,15	3356,55	2,83	3353,72
PE-2	491914,26	7089950,69	3426,42	62,88	3363,54
PO-1	495080,00	7070900,00	3595,00	15,66	3579,34
PO-2	495600,00	7068250,00	3620,00	22,06	3597,94
PO-3	498100,00	7069080,00	3670,00	28,83	3641,17
PO-4	495560,00	7066020,00	3625,00	9,56	3615,44
PO-8	481795,10	7084711,60	3389,49	14,25	3375,24
POLLOP	482393,40	7085110,50	3359,55	31,38	3328,17
S-1	478758,00	7101343,00	3353,30	1,13	3352,17
S-2	480830,50	7101205,10	3351,89	2,22	3349,67
S-3	481109,30	7104085,80	3351,84	1,25	3350,59
S-4	478808,00	7102798,00	3353,59	0,91	3352,68
S-5	477076,90	7104296,40	3351,58	0,85	3350,73
SPB-1	504552,90	7078922,40	3800,23	61,21	3739,02
SPB-10	504000,00	7095018,30	3622,07	69,20	3552,87
SPB-7	505715,90	7088549,90	3706,18	77,03	3629,15
SPB-8	506138,10	7091329,00	3713,80	89,59	3624,21
SPX-1	504551,00	7078911,00	3801,35	62,38	3738,97
SPX-10	503985,00	7094980,00	3621,56	70,12	3551,44
SPX-2	503805,00	7080960,00	3739,81	56,58	3683,23
SPX-3	503285,00	7083055,00	3677,85	23,17	3654,68
SPX-4	502260,00	7085670,00	3609,33	18,42	3590,91
SPX-5	500515,00	7088014,00	3539,78	67,90	3471,88
SPX-7	505710,00	7088507,00	3705,56	76,79	3628,77
SPX-9	505159,00	7093816,00	3668,94	57,95	3610,99