



Listas de contenidos disponibles en [CienciaDirecta](#)

Ciencia del Medio Ambiente Total

revista Página de inicio: www.elsevier.com/locate/sci_totenv



Hacia una extracción de salmuera más sustentable en los salares: Aprendiendo del Salar de Atacama



MA Marazuela^{a,b,c,*}, E. Vázquez-Suñé^a, C. Ayora^a, A. García-Gild

^aInstituto de Evaluación Ambiental e Investigaciones del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18, 08034 Barcelona, España

^bDepartamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, España

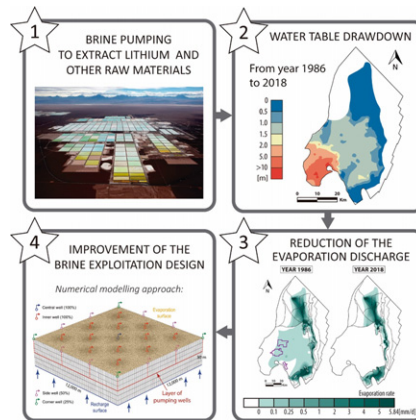
^cUnidad Asociada: Grupo de Hidrogeología (UPC-CSIC), 08034 Barcelona, España

^dInstituto Geológico y Minero de España (IGME), Manuel Lasala 44, 9° B, 50006 Zaragoza, España

DESTACAR

- Se propone una metodología para caracterizar la descarga de evaporación en salares.
- Se evalúa el descenso del nivel freático causado por la explotación de salmuera rica en Li.
- Se obtiene una curva exponencial que relaciona la evaporación freática con la profundidad del nivel freático.
- Se cuantifica el impacto en el vertido de evaporación por bombeo de salmuera.
- Se informa un diseño más ecológicamente eficiente de bombeo de salmuera.

GRÁFICAMENTE ABSTRACTO



información del artículo

Historial del artículo:

Recibido el 20 de septiembre de 2019

Recibido en forma revisada el 16 de noviembre de 2019

Aceptado el 16 de noviembre de 2019

Disponible en línea el 18 de noviembre de 2019

Montaje: Damia Barceló

Palabras clave:

Evaporación
Mesa de agua
Balance de agua
Modelado numérico
Bombeo
Minería

resumen

Las salinas son sistemas hidrogeológicos con ecosistemas de humedales y lagos de gran valor. Los bombeos de salmuera que se realizan para extraer litio están modificando el vertido por evaporación natural de las salinas. Se propone y aplica en el Salar de Atacama una metodología para evaluar los impactos causados sobre el nivel freático y la descarga por evaporación por la explotación de salmuera en salares. La metodología incluyó mediciones de campo del nivel freático y tasa de evaporación, seguido de su análisis espacio-temporal y la aplicación de los resultados a un modelo numérico para mejorar el diseño de explotación de la salmuera.

El análisis espacio-temporal de la profundidad del nivel freático y las tasas de evaporación medidas en campo concluyó que la descarga de evaporación disminuyó de 12.85 a 10.95 m³s⁻¹ entre 1986 y 2018, eso es alrededor del 15%. Esta reducción compensó parte de las extracciones y podría contribuir a la preservación de los ecosistemas de la zona de mezcla. En la actualidad, esta capacidad amortiguadora ya está amortizada en el núcleo y la zona marginal empieza a verse afectada por los bombeos de salmuera. La sensibilidad de la evaporación freática sobre la profundidad del nivel freático justificó la gran incertidumbre de las estimaciones anteriores del caudal de evaporación. Así, un error medio inferior a 0,5 m fue suficiente para modificar la evaporación en un 60%. Por lo tanto, se debe invertir un esfuerzo considerable para cuantificar fielmente la descarga por evaporación que es crítica en el balance hídrico de las cuencas de salinas.

* Autor para correspondencia en: Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental, Universidad Politécnica de Cataluña (UPC), Jordi Girona 1-3, 08034 Barcelona, España. Dirección de correo electrónico: mamazuela@outlook.com (MA Marazuela).

El modelo numérico señaló que el caudal total de bombeo debe distribuirse en la mayor área posible. Esto minimiza la caída del nivel freático y maximiza la capacidad de la caída de evaporación para compensar las extracciones. Los resultados de este trabajo sirven de guía para mejorar la eficiencia de futuras explotaciones de salinas.

© 2019 Elsevier BV Todos los derechos reservados.

1. Introducción

Las salinas son zonas de descarga por evaporación freática ubicadas frecuentemente en climas áridos a hiperáridos. La evaporación a largo plazo ha permitido la acumulación de grandes espesores de rocas evaporíticas y ha enriquecido las salmueras de poro en litio, potasio, boro, yodo y nitratos (Corenthal et al., 2016; Risacher et al., 2003; Warren, 2010; Yechieli y Madera, 2002). Estas salmueras contienen materias primas esenciales para baterías, fertilizantes y detergentes entre otros (Evans, 1978; Hardy, 1991; Kesler et al., 2012; Lowenstein y Risacher, 2009; Rissmann et al., 2015). La salmuera se bombea y luego se transporta a piscinas de evaporación donde se concentra progresivamente hasta que precipitan las sales de interés (Flexer et al., 2018).

El nivel freático poco profundo favorece las salinas que suelen albergar lagos y ecosistemas de humedales reconocidos mundialmente por su singularidad. Sin embargo, la riqueza ecológica de estos ecosistemas sensibles puede verse afectada por los bombeos de salmuera como consecuencia de la reducción del vertido por evaporación que provoca el descenso del nivel freático (Acosta y Custodio, 2008; Scheihing y Tröger, 2018). La evaporación de la superficie del agua libre se produce en los lagos y la evaporación freática se produce en el nivel freático poco profundo de las salinas en función de la profundidad del nivel freático (Felipe, 1957). Así, el aumento de espesor de la zona no saturada provocado por el bombeo de salmuera rompe el equilibrio hídrico natural de la cuenca (Marazuela et al., 2019b). Además del caudal de bombeo y los parámetros hidráulicos propios de cada salar (Houston et al., 2011), la distribución de los pozos de bombeo es el factor que determina la evolución espacio-temporal de estos impactos.

Hasta ahora, las concesiones de los poderes públicos a empresas mineras establecen casi siempre límites en cuanto al volumen máximo de salmuera que se puede extraer. El diseño de la operación, es decir, la distribución de los pozos de bombeo, no suele ser considerado y en última instancia se basa en los intereses de la empresa minera. Por lo tanto, es de gran importancia avanzar en el conocimiento de los impactos que induce el bombeo de salmuera en la descarga por evaporación de las salinas para establecer los diseños más eficientes para la explotación de salmuera en términos de impacto ecológico.

El Salar de Atacama, que es el tercer salar más grande a nivel mundial y está ubicado en la Cordillera Central de los Andes (Noreste de Chile), fue elegido como caso de estudio para evaluar los impactos causados por el bombeo de salmuera en el nivel freático y la evaporación de la descarga de sal. flats, ya que es el más conocido desde el punto de vista hidrogeológico favorecido por sus destacados ecosistemas y la intensa presión minera ejercida para extraer salmueras ricas en Li a nivel mundial (Ide y Kunasz, 1990; Kesler et al., 2012; Liu et al., 2019; Munk et al., 2016).

La hidrodinámica del Salar de Atacama se estableció bajo regímenes naturales y antrópicos (Marazuela et al., 2019a y 2019b). En esta cuenca endorreica, la recarga principal se produce por infiltración de lluvias en el arco volcánico oriental y la descarga se produce por evaporación freática en la zona marginal y núcleo salar. La zona marginal coincide con la interfaz salina y su zona de mezcla que resulta del contraste de densidad entre el agua dulce recargada lateralmente y la salmuera evaporada del núcleo (Boutt et al., 2016; Marazuela et al., 2018; Tejedra et al., 2003). Debido a que se puede considerar que la recarga de lluvia no ha sido perturbada por los efectos de la minería, el enfoque en términos de los impactos del bombeo de salmuera en el balance hídrico debe ser la tasa de evaporación. La evaporación ocurre principalmente desde el nivel freático, que está muy cerca de la superficie terrestre y tiende a ascender por capilaridad (Grillo, 1985; Grillo y Vidal, 1986;

Houston, 2006; Kampf et al., 2005; Kampf y Tyler, 2006; Muñoz-Pardo et al., 2004).

La descarga por evaporación del Salar de Atacama ha sido ampliamente discutida durante las últimas décadas. Mardones (1986) cuantificó el caudal de evaporación en $5,29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Algunos manuscritos e informes técnicos posteriores han utilizado esta estimación como referencia, lo que les ha llevado a calcular el caudal de evaporación en el rango de $5,17$ a $5,58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Dirección General de Aguas, 2013, 2010, 1986; Muñoz-Pardo et al., 2004). Kampf y Tyler (2006) obtuvo valores de evaporación en un rango de $1,60$ – $22,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dependiendo de los múltiples métodos de cálculo que se aplicaron, los cuales se basaron en sensores remotos y zonificación por evaporación. La última cuantificación estableció el caudal de evaporación natural en $14,90 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Marazuela et al., 2019a). Por tanto, es necesario establecer una metodología para estimar el caudal de evaporación en salinas y analizar la sensibilidad de sus incertidumbres.

Además, como el caudal de evaporación depende de la profundidad del nivel freático y al revés, las salinas tienen una capacidad amortiguadora del balance hídrico que hace muy complejo predecir el impacto generado por el bombeo. Cualquier perturbación natural o antropogénica del nivel freático provoca un cambio en la descarga de evaporación en la dirección opuesta a la perturbación.

Los objetivos de este trabajo son (1) establecer una metodología para la estimación de la descarga de evaporación en salinas y evaluar su sensibilidad a la precisión de los datos de profundidad del nivel freático, (2) cuantificar los impactos espacio-temporales de la salmuera bombeo en el caso de estudio del Salar de Atacama y (3) evaluar la mejor distribución de los pozos de bombeo de salmuera para reducir los impactos ecológicos en los salares.

El flujo de trabajo de la metodología seguida para alcanzar estos objetivos incluyó (1) mediciones de campo de la profundidad del nivel freático y tasa de evaporación (lisímetros y bandejas de evaporación), (2) análisis espacio-temporal de los datos de campo y (3) la aplicación del conocimiento adquirido para un modelo numérico que permite evaluar la eficiencia ecológica de las explotaciones de salmuera (Figura 1). El análisis espacio-temporal se realizó para dos instantáneas extremas del caso de estudio del Salar de Atacama: el régimen natural previo al bombeo de salmuera (año 1986) y (2) el régimen actual bajo bombeo intensivo de salmuera (año 2018). En primer lugar, se cuantificó el descenso provocado en el nivel freático por el bombeo de salmuera. En segundo lugar, se estimó la distribución de las tasas de evaporación en toda la cuenca y la consiguiente reducción en la descarga de evaporación.

2. Material y métodos

2.1. Entorno hidrogeológico

El Salar de Atacama está ubicado en la Cordillera de los Andes Centrales dentro de la Región de Antofagasta (Chile), 55 km al sur de San Pedro de Atacama y 315 km al noreste de Antofagasta (Figura 2). La forma general de la cuenca tiene el eje mayor en dirección NS y un área de aproximadamente 17.000 km^2 . Desde el centro hasta el límite de la cuenca se pueden distinguir cuatro subdominios: el núcleo salar, la zona marginal o zona de mezcla, el subdominio aluvial y las rocas volcánicas y de basamento.

La Cordillera de los Andes sufrió numerosas fases tectónicas que han generado relieves controlados por fallas y pliegues a escala local y regional y depocentros donde se desarrollaron gran parte de los salares andinos (González et al., 2009). La cuenca del Salar de Atacama estuvo sometida a una fase extensiva durante el Oligoceno-Mioceno Inferior, que fue

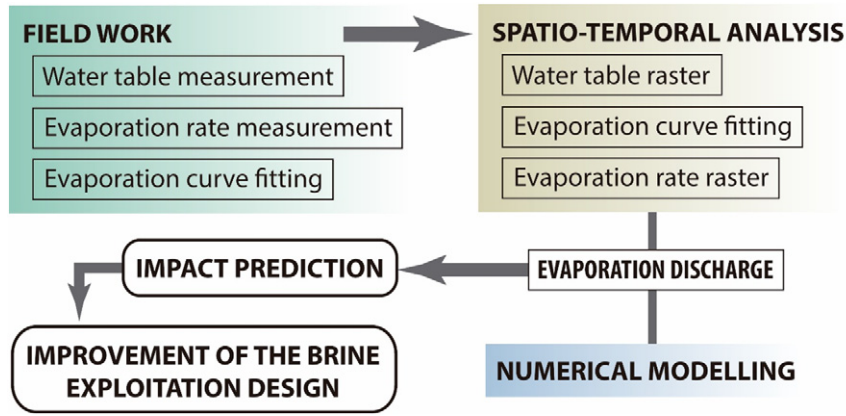


Figura 1. Diagrama de flujo de la metodología propuesta para evaluar el vertido por evaporación en salinas y mejorar la gestión ecológica de los aprovechamientos de salmuera.

seguido de una fase de compresión que todavía está en curso (Arriagada et al., 2006). La cuenca está delimitada por fallas inversas que afectan a las rocas de edad paleozoica que constituyen el basamento de la cubierta actual

(Jordán et al., 2007). El espacio generado por los movimientos de estas fallas ha controlado la deposición de materiales de relleno, entre ellos la Formación Vilama, que constituye el núcleo del Salar de Atacama.

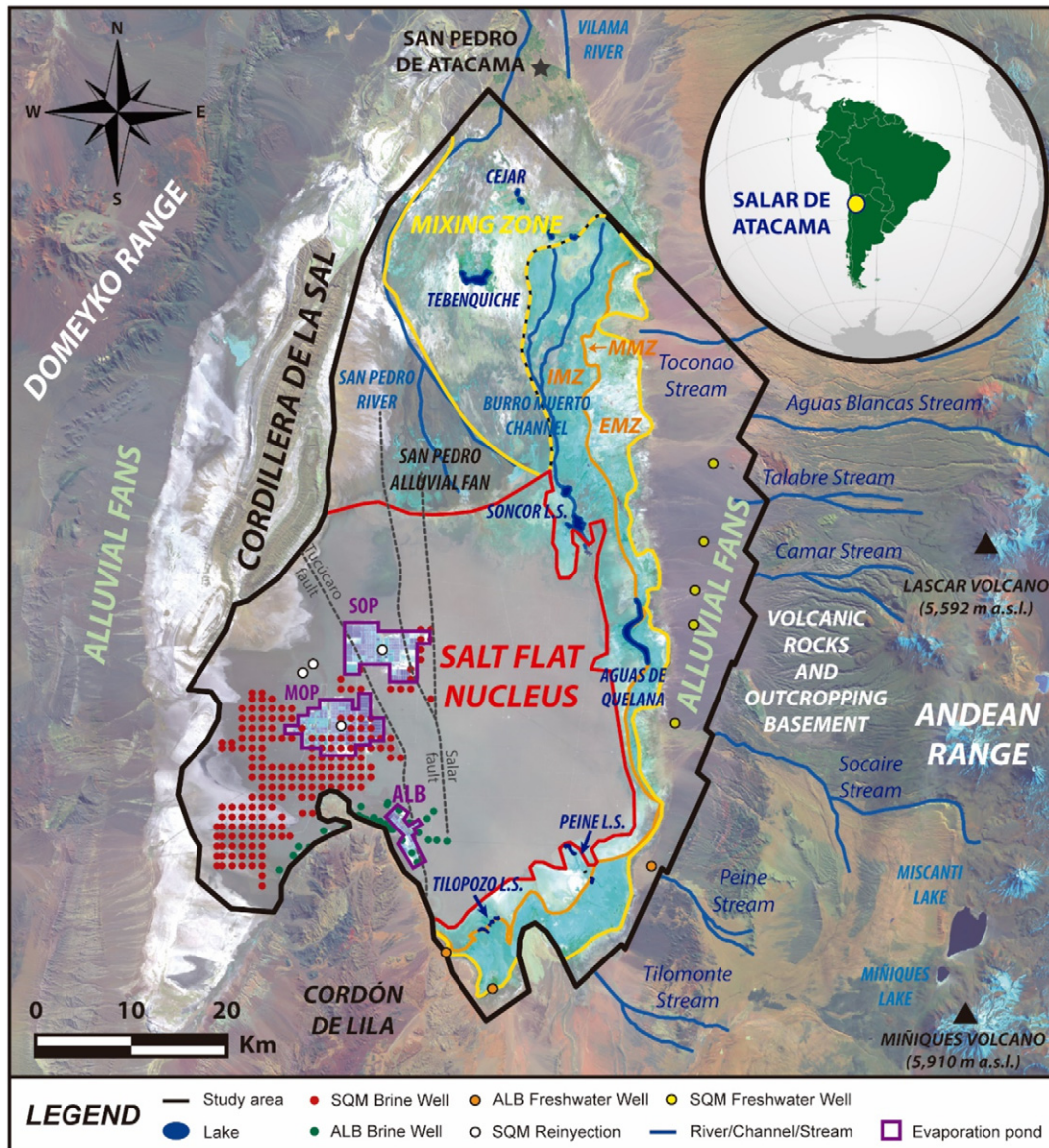


Figura 2. Ubicación del Salar de Atacama (LANDSAT 8: 27 de septiembre de 2016). Las tres subzonas de la zona de mezcla se indican con letras naranjas (interna, IMZ; media, MMZ y externa, EMZ, zona de mezcla).

(NORTE2300 m snm, metros sobre el nivel del mar) (Muñoz et al., 2002). La geometría de las capas se ve fuertemente afectada por los Sistemas de Fallas Salar y Tucúcaro, que hacen que el bloque oriental del núcleo salar alcance un espesor de aproximadamente 1400 m frente a los sólo 500 m de espesor del bloque occidental (Fig. 3).

El núcleo del salar está compuesto principalmente por halita. Los depósitos que bordean el núcleo del salar y que están asociados a la zona de mezcla están compuestos por carbonatos y yesos según la secuencia de precipitación por evaporación (Vásquez et al., 2013). La zona más externa de la cuenca está compuesta por el basamento y las rocas volcánicas del arco volcánico actual (norte 5500 m snm) (González et al., 2009). Trabajos previos han reportado una fuerte variabilidad de las características del suelo que pueden condicionar el proceso de evaporación. Kampf y Tyler (2006) definieron la corteza del núcleo como una corteza rugosa de halita mientras que la corteza de la zona de mezcla se identificó como una corteza moderadamente rugosa que oscila entre blanda y dura.

La precipitación alcanza norte 120 mm·año⁻¹ en el arco volcánico y se reduce a 10 mm·año⁻¹ en el núcleo del salar (Marazuela et al., 2019a). La interfase salina (zona de mezcla) ubicada en la zona marginal aísla la hidrodinámica del sistema en dos ambientes: el núcleo del salar y el área de recarga. El núcleo del salar actúa como un área casi aislada, similar a una piscina con flujos muy lentos impulsados por contrastes de densidad. Los flujos de agua subterránea provenientes de las montañas orientales conducidos por gradientes potenciométricos convergen con la celda de convección del núcleo del salar y empujan el agua subterránea a la superficie alimentando los lagos de la zona marginal (Marazuela et al., 2019a). Así, las tasas máximas de evaporación se alcanzan en la zona marginal donde el nivel freático se encuentra a la profundidad mínima en el área de estudio. Se diferenciaron tres zonas dentro de la zona de mezcla en base a la hidrodinámica por Marazuela et al. (2018): la zona de mezcla interna (IMZ), la zona de mezcla intermedia (MMZ) y la zona de mezcla externa (EMZ) (Figura 2). Los sistemas lacustres Aguas de Quelana, Peine (Lagos Salada y Saladita) y Tilopozo (Lagos La Punta y La Brava) están ubicados en la ZMM asociados a los principales flujos ascendentes de aguas subterráneas. Un caso especial es el Sistema Lacustre de Soncor (Lagunas Barros Negros, Chaxa y Puilar) debido a que se ubica en la ZIM, y diferentes fuentes de agua subterránea y superficial contribuyen a mantener su nivel de agua (Ortiz et al., 2014).

En régimen natural, previo al bombeo de salmuera, el balance hídrico de la cuenca se estableció en 14,9 m³·s⁻¹, que fue aproximadamente igual para la recarga y la evaporación (Marazuela et al.,

2019a). Sin embargo, el régimen natural ha sido perturbado por el bombeo de salmuera. La explotación del litio y otras materias primas en el Salar de Atacama se realiza mediante bombeo a lo largo de una red muy densa de pozos. Actualmente se perforan varios cientos de pozos en el Salar de Atacama. El bombeo de salmuera fue iniciado en 1984 por la Empresa Albermale (ALB), y desde 1994 la Sociedad Química y Minera de Chile (SQM) también realiza bombeos de salmuera en la zona (Figura 4) (IDEA-CSIC, 2017). Las plantas mineras MOP y SOP (Figura 2), ambas pertenecientes a SQM, comenzaron a bombear en 1994 y 1996, respectivamente. Antes de 1994, el volumen de salmuera bombeado no superaba los 0,05 m³·s⁻¹; sin embargo, de 1994 a 2009, las tasas de bombeo alcanzaron valores entre 0,5 y 1 m³·s⁻¹, y desde 2010 hasta la actualidad han superado los 1,5 m³·s⁻¹, esperándose un mayor incremento en los próximos años que alcanzará valores superiores a 2 m³·s⁻¹.

2.2. Medición de tasas de evaporación

La estimación de la tasa de evaporación requirió dos enfoques diferentes según el tipo de evaporación, es decir, evaporación desde la superficie del agua libre o evaporación freática. El primer tipo de evaporación ocurre en áreas ocupadas por cuerpos de agua abiertos directamente a la atmósfera. Este tipo de evaporación se da en las lagunas perennes ubicadas en la zona marginal y se extiende en un área total de 3.57 km². En las áreas restantes de la zona de mezcla y en el núcleo, el principal responsable de la descarga de agua subterránea es la evaporación freática favorecida por el nivel freático superficial.

Las tasas de evaporación freática y superficial del agua libre se midieron en el campo. El primero se midió con bandejas de evaporación y el segundo con lisímetros. Además, se realizó un análisis espaciotemporal de la descarga de evaporación, que incluyó estas mediciones.

La zonificación adoptada para este estudio se muestra en Figura 5. Esta zonificación consideró los diferentes tipos de suelo reportados por Mardones (1998) y las modificaciones posteriores realizadas por Marazuela et al. (2019a).

2.2.1. Evaporación desde la superficie del agua libre: bandejas de evaporación

La tasa de evaporación en la superficie de agua libre se midió en tres bandejas de evaporación ubicadas en el núcleo y la zona de mezcla (ver sus ubicaciones en Figura 5). Se utilizaron bandejas de evaporación para medir el agua que se evapora de un tanque de dimensiones regulares. Para ello se eligió el modelo Clase A del Servicio Meteorológico Nacional de EE.UU.

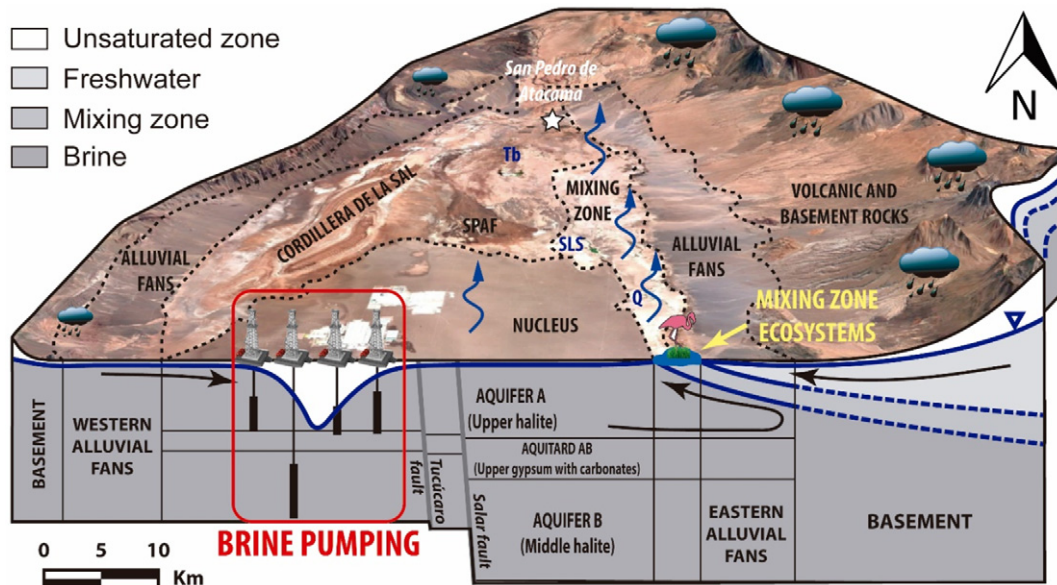


Fig. 3. Modelo conceptual de la cuenca del Salar de Atacama. Q es el lago Quelana, SLS es el sistema lacustre de Soncor, Tb es el lago Tebenquiche y SPAF es el abanico aluvial de San Pedro. Las flechas negras muestran la dirección del movimiento del flujo de agua subterránea.

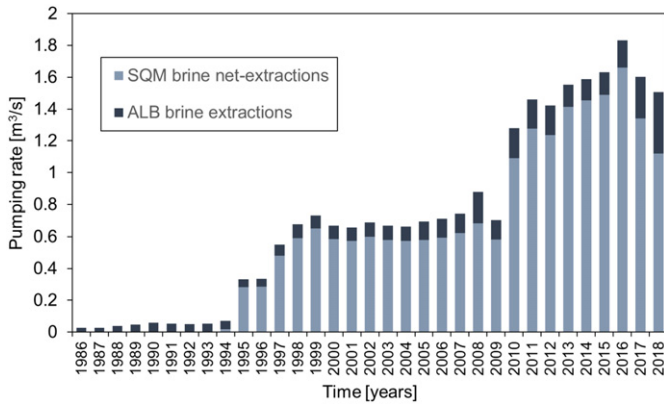


Figura 4. Evolución temporal de las extracciones de salmuera en el Salar de Atacama. En el caso de la Empresa SQM, la tasa de bombeo considera el valor neto, es decir el bombeo de salmuera menos las reinyecciones desde las pozas de evaporación.

(Brutsaert, 1982) (Figura 6A). Los tanques tenían forma cilíndrica y tenían 120,65 cm de diámetro y 25,4 cm de profundidad. Se instalaron sobre una plataforma de madera, colocando el fondo de los tanques 10 cm por encima de la superficie del suelo para permitir el flujo de aire debajo del tanque. Los tanques se llenaron con agua dulce hasta 5 cm del borde superior y se volvieron a llenar cuando se evaporaron 2,5 cm de agua. La tasa de evaporación se estimó utilizando un registrador de datos que midió las oscilaciones del nivel del agua. Debido a que se conocían las dimensiones de los tanques, el cálculo de las tasas de evaporación fue directo.

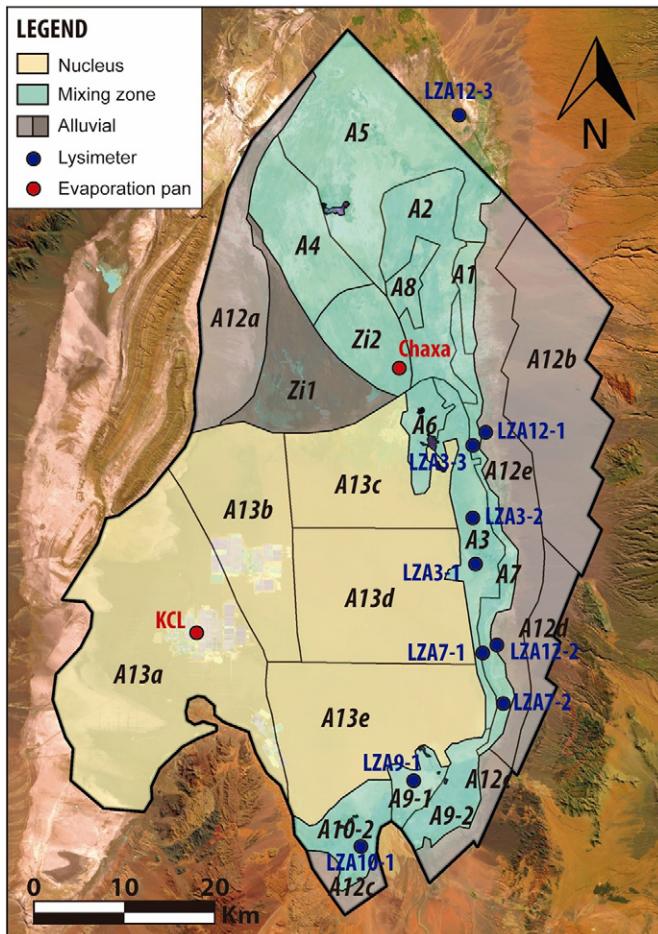


Figura 5. Zonificación de evaporación de la cuenca del Salar de Atacama. Se muestran las ubicaciones de la bandeja de evaporación y los lisímetros.

Mediciones de evaporación de bandeja (E_{pags}) son, en general, mayores que la evaporación potencial (E_0) debido a las características de la instrumentación y la salinidad del agua. La primera limitación se compensa mediante un coeficiente empírico de corrección conocido como coeficiente de pan (K_{pags}). Este coeficiente se estimó en trabajos anteriores en torno a 0,75 para el Salar de Atacama considerando sus características climáticas y ambientales (Dirección General de Aguas, 2014, 2010; HARZA, 1978). El coeficiente de salinidad (K_s) da cuenta del efecto de la salinidad sobre la actividad del agua (Obianyo, 2019). Se calculó un valor promedio anual de 0.94 ± 0.02 a partir de la concentración de elementos mayoritarios analizados en la laguna Chaxa utilizando el software PHREEQC y el pitzer.dat base de datos (Parkhurst y Appelo, 2013). Este valor es cercano a 0,95 calculado a partir de los valores medios de salinidad (Ido, 1978). Por lo tanto, el cálculo de la evaporación potencial se realizó de la siguiente manera:

$$m_{io} = \frac{m_{io}}{K_{pags} \cdot K_s} \quad d1b$$

2.2.2. Evaporación freática: lisímetros

La medición de la tasa de evaporación freática se llevó a cabo utilizando 10 lisímetros (las ubicaciones de los lisímetros se muestran en Figura 5). Los datos de los lisímetros correspondieron al período de agosto de 2015 a junio de 2018. Los lisímetros se distribuyeron con el fin de ocupar la mayor área posible de la zona de mezcla, donde se presentan las mayores tasas de evaporación y el mayor rango de profundidades del nivel freático disponible actualmente.

Cada lisímetro se compone de dos tanques conectados enterrados en el suelo (Figura 6B). El primer tanque se llenó con agua local (tanque de agua) y el segundo tanque (tanque de suelo) contenía una muestra de suelo inalterada para mantener las características hidráulicas en condiciones naturales. El nivel de agua en ambos tanques era el mismo porque, al conectarlos, se igualaban las presiones. La evaporación desde el suelo ocurrió en el tanque de suelo y las variaciones de nivel se midieron con el registrador de datos de presión instalado en el tanque de agua. El lisímetro medía la variación del nivel del agua debido a la evaporación. Determinar la diferencia de nivel para un intervalo de tiempo conocido y considerando las medidas del tanque de agua nos permitió calcular el volumen de agua que se evaporó en ese intervalo de tiempo; por lo tanto, se obtuvo la tasa de evaporación.

Para la estimación de la tasa de evaporación (E) con la profundidad del nivel freático, la metodología de Felipe (1957) fue adoptada. Este método correlaciona la tasa de evaporación medida en la superficie con la profundidad del nivel freático a través de un ajuste exponencial:

$$m_{io} = m_{io} - m_{ia} - b \cdot z \quad d2b$$

donde m_{io} es la evaporación potencial de la superficie libre del agua, z es la profundidad del nivel freático y b es un parámetro de ajuste que se obtuvo ajustando los datos experimentales con la forma linealizada de la ecuación. (2) a través del software Gnuplot 5.2 (Williams y Kelley, 1986).

Los datos obtenidos de cada lisímetro se graficaron juntos representando la máxima variabilidad. Esta variabilidad se limitó ajustando las envolventes que representaban los valores mínimo y máximo de evaporación, de forma similar a otros trabajos (Dirección General de Aguas, 2014, 1986; Johnson et al., 2009). El ajuste de cada curva se realizó ajustando los valores mínimo, medio y máximo del parámetro b .

2.2.3. Análisis espacial de la profundidad del nivel freático

Se realizaron dos mapas raster que representaban la distribución espacial de profundidades freáticas y tasas de evaporación freática con una resolución de 200×200 m para los años 1986 y 2018 para evaluar la evolución temporal de la descarga producida por la evaporación freática en la cuenca del Salar de Atacama. . Estas dos instantáneas temporales representaban, en el primer caso, el régimen natural, previo al bombeo de salmuera y, en el segundo caso, el régimen actual bajo explotación de salmuera.

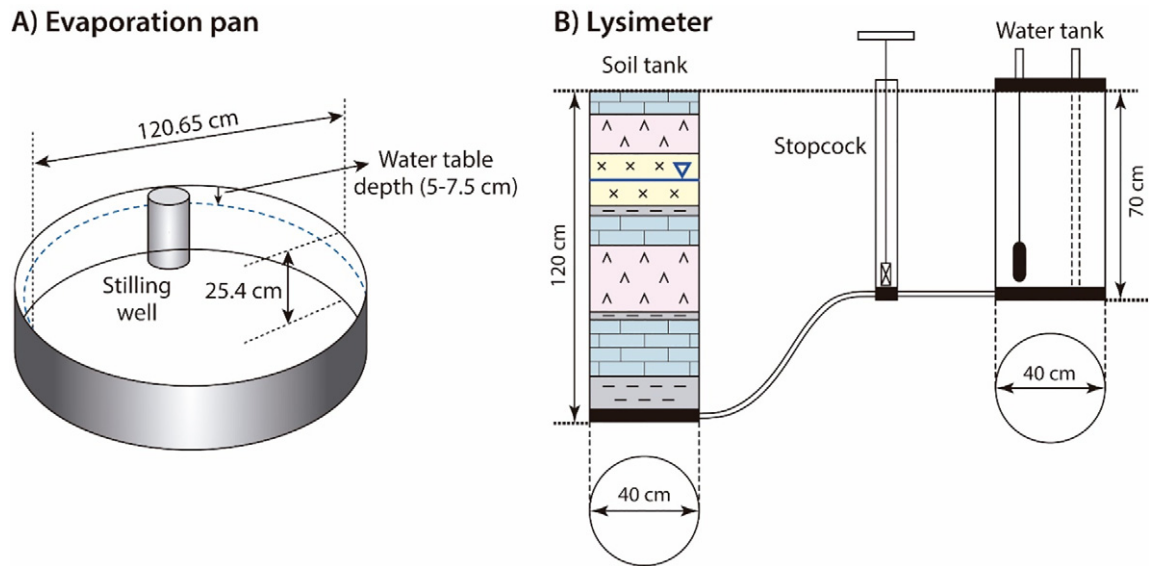


Figura 6. Diseños de la A) evaporación en bandeja y B) lisímetro instalados en el Salar de Atacama.

Los datos de carga hidráulica necesarios para realizar el raster de profundidad del nivel freático fueron proporcionados por el registro histórico de SQM SA y se complementó con datos de Bevacqua (1988), Río Chilex SA (1997), Asociados de oro (2017a, 2017b) y Rockwood-Litio (2015). El cálculo de la profundidad del nivel freático a partir de las cabezas hidráulicas se realizó considerando la elevación del terreno. Esta cota se midió en una campaña topográfica con GPS diferencial debido a la precisión necesaria y la dificultad de estimar la cota del terreno mediante imágenes de satélite como consecuencia del escaso desnivel topográfico y la irregularidad de la costra salina. Además, se incorporaron puntos de control en los lagos conectados al nivel freático (nivel freático igual a 0 m) y en el límite del dominio para interpolar y extrapolar adecuadamente los datos medidos. Se consideraron un total de 1066 puntos de datos para el raster de 1986 y 1816 puntos de datos para el raster de 2018, de los cuales 60 y 401 puntos de datos, respectivamente, correspondieron a mediciones directas. 856 puntos de datos correspondieron a condiciones de contorno en cuerpos superficiales de agua libre en cada caso y 53 y 31 puntos de datos, respectivamente, correspondieron al límite del dominio para facilitar la extrapolación en el área periférica. En los casos en que se dispuso de más de un punto de datos, se consideró el promedio de los datos. La interpolación entre los datos se realizó mediante el método del vecino natural.

Una vez estimadas las profundidades del nivel freático para 1986 y 2018, se estimaron las tasas de evaporación para ambos años. Las curvas de evaporación locales para cada zona de evaporación se ajustaron utilizando la ecuación (2) en los que se disponía de datos de lisímetro (zonas A3, A7, A9-1, A9-2, A10-2 y A12). Para el núcleo del salar se seleccionaron los valores medios de los lisímetros LZA3-2 y LZA3-3 en función de su proximidad al núcleo y características del suelo. Para el resto de zonas de evaporación se utilizó la curva de evaporación general resultante del ajuste de datos de todos los lisímetros.

Además, se evaluó la sensibilidad de la descarga de evaporación a la precisión de la profundidad del nivel freático considerando una profundización gradual del nivel freático hasta 0.5 m por debajo del nivel freático estimado para los años 1986 y 2018. La descarga de los lagos se mantuvo constante en todos los casos.

2.3. Modelado numérico

Se realizó un modelo de paralelepípedo sintético de 12.000 m de lado y 30 m de profundidad para evaluar el diseño mejorado de explotación de salmuera (Figura 7). El modelo constaba de 6 capas con un total de 76.000 elementos de prisma triangular y se consideró un acuífero confinado. la malla

era lo suficientemente fino para evitar oscilaciones numéricas y efectos de escala. Se evaluaron mallas más finas para confirmar la precisión de los resultados. La conductividad hidráulica fue de 250 m·d⁻¹ y el almacenamiento específico fue de 5·10⁻³ metro⁻¹. El código FEFLOW (Diersch, 2014) se utilizó para resolver la ecuación de flujo de agua subterránea tridimensional.

Se realizaron seis simulaciones considerando tres profundidades iniciales del nivel freático y dos distribuciones espaciales de los pozos de bombeo de salmuera. Las simulaciones se realizaron durante 500 días. Las salidas del modelo se produjeron por la parte superior como consecuencia de la evaporación freática que se implementó mediante la Ec. (1) y los parámetros de ajuste del núcleo del Salar de Atacama. Para las condiciones iniciales se consideraron profundidades del nivel freático de 0, 0,2 y 0,4 m. Los caudales del modelo se implementaron en el fondo y se correspondieron con el valor de evaporación freática asociado a las tres diferentes profundidades freáticas iniciales, con tasas de 5,84, 2,15 y 0,79 mm·d⁻¹ para las profundidades de 0, 0,2 y 0,4 m, respectivamente. Los lados del modelo se consideraron impermeables.

El bombeo se implementó con la condición de frontera tipo pozo y se consideraron dos distribuciones extremas: (1) un pozo único en el centro del paralelepípedo y (2) una red regular de pozos múltiples con una distancia de separación de 4000 m. En el segundo caso, los pozos ubicados en los costados y esquinas fueron analizados considerando solo un caudal de bombeo del 50% y 25%, respectivamente. Un caudal total de bombeo de 2 m³·s⁻¹ se implementó en el corte 4 (15 m de profundidad) en ambos casos.

Es importante destacar que en la actualidad el bombeo de salmuera se realiza en varios cientos de pozos del Salar de Atacama en base a la distribución de permeabilidad y la concentración de litio (Houston et al., 2011). Este modelo numérico busca cuantificar el efecto y posible beneficio de una descentralización de los bombeos para considerarlo en futuros planes de manejo de este u otros salares.

3. Resultados y discusión

3.1. Tasas de evaporación en el Salar de Atacama

Los valores medidos de las tasas de evaporación de la superficie del agua libre medidas en las bandejas de KCL y Chaxa se muestran en Figura 8. El valor promedio de la evaporación de la bandeja fue de 8,2 mm·d⁻¹ que después de las correcciones de salinidad y coeficiente de sartén se redujo a una tasa de evaporación potencial de 5,84 mm·d⁻¹. Hubo una marcada oscilación estacional, es decir, las tasas máximas de evaporación potencial se registraron en el mes de diciembre (verano) y las tasas mínimas se registraron en el mes de diciembre.

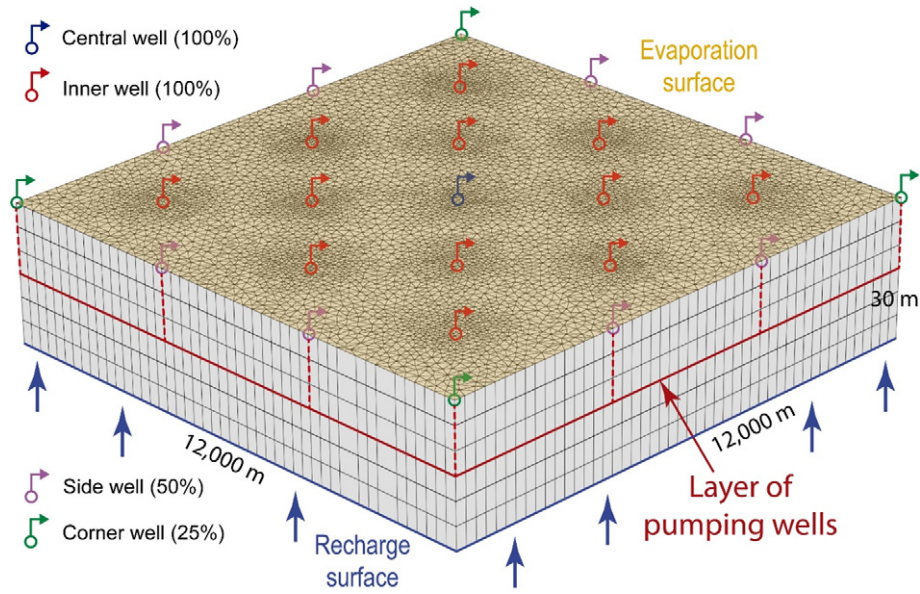


Figura 7. Malla tridimensional del modelo sintético realizado para estudiar la eficiencia de la explotación de salmuera en salinas.

mes de junio (invierno), con valores que oscilan entre 8,7 y 2,6 mm·d⁻¹, respectivamente. La serie histórica no mostró una tendencia de la tasa de evaporación promedio en las últimas dos décadas, por lo que no se apreció ningún impacto del cambio climático sobre la misma.

Las curvas de evaporación local resultantes del ajuste de los datos del lisímetro se muestran en Figura 9. Los datos medidos muestran un buen ajuste a través de la curva de Philip salvo algunos valores anómalos en las medidas más cercanas al suelo de los lisímetros LZA3-3, LZA7-2 y LZA12-3. En el registro de estos tres lisímetros, los valores de un conjunto de datos siguen una tendencia vertical con profundidad que podría estar asociada con errores de medición residuales cuando las tasas de evaporación son bajas. Además, la curva de Philips infravalora ligeramente los datos medidos para profundidades cercanas a 0 m en los casos LZA7-1, LZA9-1 y LZA12-1, resultados similares a los obtenidos por Grilli y Vidal (1986). Esto sugiere que la evaporación potencial podría ser incluso ligeramente mayor que la calculada y también debería evaluarse una mejora de la curva de Philip en trabajos futuros. La buena concordancia general entre los datos calculados y observados permite confirmar que el coeficiente de pan (K_{pags}) adoptado para la corrección de la bandeja de evaporación está dentro del rango. Por lo general, se supone que el coeficiente pan puede ser tan bajo como 0,35 en climas hiperáridos cerca de las áreas de cultivo, dependiendo de la velocidad del viento y la distancia del barbecho seco (Doorenbos y Pruitt, 1975). Sin embargo, se consideró un valor de 0.75

una buena aproximación para el Salar de Atacama porque los cultivos están ausentes en el área y, además, valores más bajos acentuarían aún más la subvaloración de las tasas de evaporación cuando el nivel freático está cerca de la superficie del suelo, lo que lleva a estimaciones poco realistas del flujo de evaporación. A diferencia de la evaporación superficial, aquí no se observó una estacionalidad clara en los datos medidos. La mayoría de las curvas exponenciales mostraron la mayor variabilidad a profundidades del nivel freático entre 0 y 0,5 m. En este rango la tasa de evaporación disminuyó de 5,84 mm·d⁻¹ de 0 m a 0,5 m de profundidad. Solo para el lisímetro LZA9-1, los datos medidos mostraron una tasa de evaporación de 1 mm·d⁻¹ en las profundidades de 0,5 metros. Este lisímetro estaba ubicado en la "corteza blanda moderadamente rugosa" descrita por Kampf y Tyler (2006) lo que puede explicar sus mayores tasas de evaporación con respecto a los otros lisímetros que se encuentran en o cerca de "cortezas duras moderadamente rugosas". En el otro extremo, el lisímetro LZA3-2 mostró la reducción más rápida de la tasa de evaporación con la profundidad. En este caso, la tasa de evaporación está cerca de la extinción a sólo 0,3 m de profundidad, lo que corresponde a una corteza muy dura. En el resto de los lisímetros, las tasas de evaporación se aproximaron al valor de extinción a profundidades que oscilaron entre 0,5 y 1 m. De acuerdo con estos resultados, dentro del mismo tipo de suelo (Kampf y Tyler, 2006) o zonificación (Mardones, 1998) existe una alta variabilidad en la tasa de evaporación. Esto nos lleva a pensar que es difícil establecer una curva de evaporación homogénea para cada zona posiblemente motivado por el hecho de que existen fuertes contrastes del tipo de suelo incluso dentro de la misma zona de tipo de suelo definido.

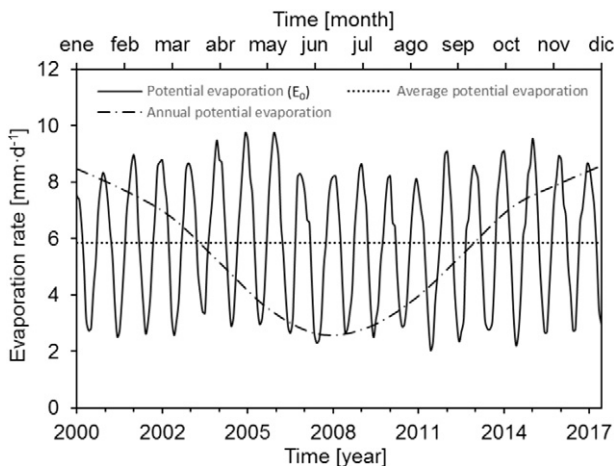


Figura 8. Mediciones de la evaporación potencial en charolas de evaporación Chaxa y MOP.

Debido a la gran variabilidad de las medidas y la imposibilidad de instalar tantos lisímetros como subtipos de suelos existen, se utilizó el conjunto de datos de todos los lisímetros para construir la curva general de evaporación que se muestra en Figura 10. Esta curva general representa la máxima variabilidad de la tasa de evaporación en el Salar de Atacama y puede ser de gran interés cuando no se dispone de la curva local o se requiere una estimación general de la evaporación. Debido a que la dispersión es mayor al considerar un mayor número de datos, se eligieron tres ajustes de manera similar a (Johnson et al., 2009): ajuste inferior, medio y superior. El ajuste promedio coincide bastante bien con el ajuste realizado por Grilli y Vidal (1986) para la costra de limo y sulfato (zona marginal). A profundidades muy cercanas a 0 m la infravaloración de su ajuste es mayor que la mostrada en el presente trabajo. Esto se debe principalmente a que la evaporación potencial considerada en el presente trabajo es superior a la adoptada por estos autores, 5,84 mm·d⁻¹ delante de 4,27 mm·d⁻¹. Aun así, nuestro ajuste sigue mostrando una cierta infravaloración de los valores medidos, que sólo se puede solucionar utilizando la evaporación medida por las bandejas de evaporación sin aplicar

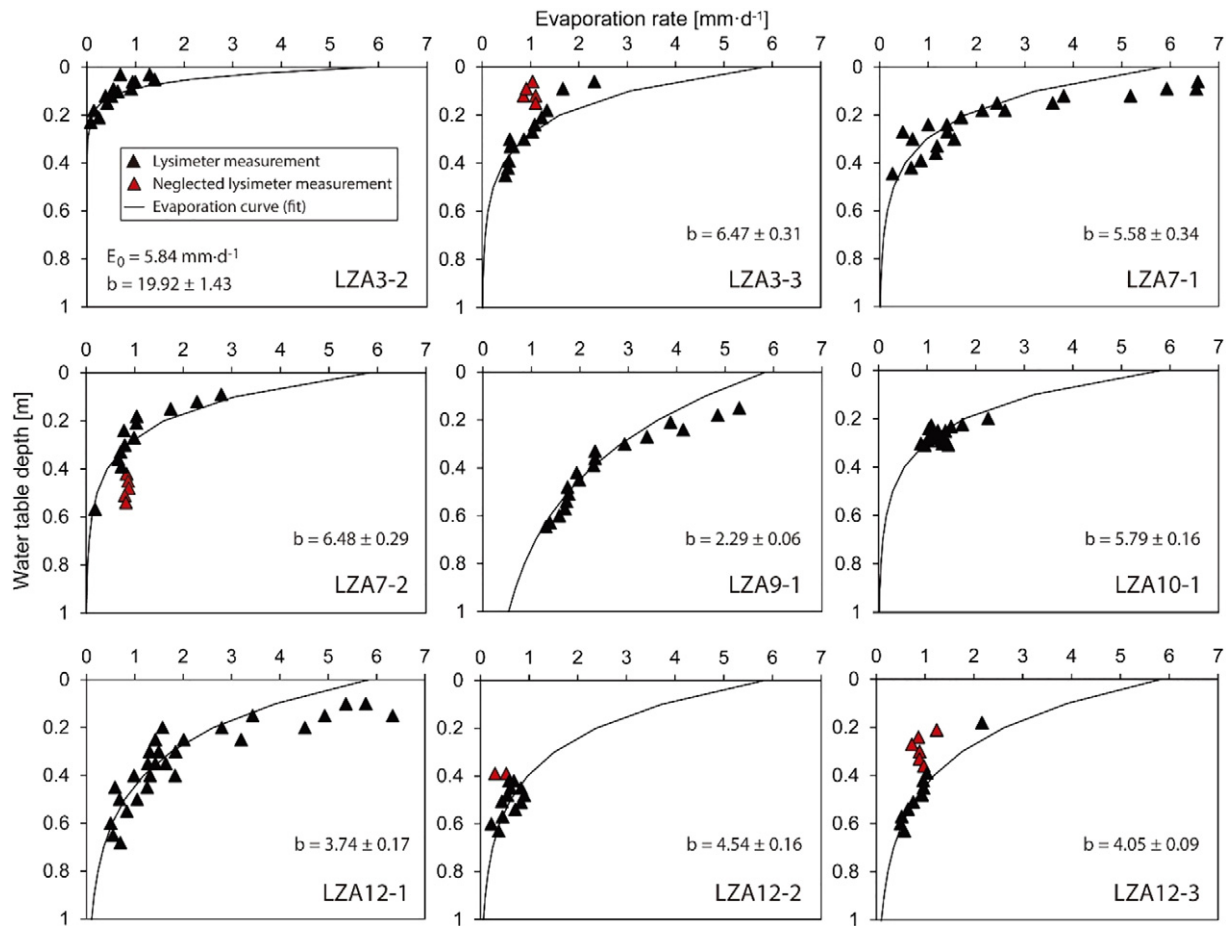


Figura 9. Relación exponencial entre la tasa de evaporación y la profundidad del nivel freático para cada lisímetro (ver sus ubicaciones en Figura 4). Los datos se dan en el Apéndice A. Se muestran los parámetros de ajuste y su error.

corrección (Figura 10). El trabajo futuro debería explicar este hecho. La medida realizada por Grilli y Vidal (1986) señaló la mínima tasa de evaporación en el núcleo del salar debido a su dura corteza. Además, el ajuste realizado para el núcleo del salar y la costra clorurada por Grilli y Vidal (1986) se encuentra entre nuestros ajustes medio e inferior. Resumiendo, la profundidad media de extinción a la que ya no puede producirse la evaporación puede establecerse en 1 m, aunque en una estimación conservadora este valor podría aumentar hasta 1,5-2 m considerando la excepción de

lisímetro LZA9-1, o incluso se reduce a 0,3 m considerando el lisímetro LZA3-2.

3.2. Evolución del caudal por evaporación en la cuenca del Salar de Atacama

La estimación de la descarga de evaporación en el Salar de Atacama requiere un análisis preciso de la profundidad del nivel freático además de la estimación de la tasa de evaporación realizada en la sección anterior. Además, esta estimación espacial debe incorporar la evolución temporal de la evaporación si el objetivo es determinar los impactos del bombeo de salmuera en la descarga de evaporación. En un primer paso, realizamos un análisis espacial detallado de las profundidades del nivel freático que, posteriormente, se utiliza para cuantificar la distribución espacial de la descarga de evaporación. Estas estimaciones se realizaron tanto para el régimen natural previo al bombeo intensivo de salmuera (año 1986) como para el régimen actual bajo bombeo intensivo de salmuera (año 2018) para cuantificar el impacto en el balance hídrico de la cuenca.

3.2.1. Evolución de la profundidad del nivel freático de 1986 a 2018

Las profundidades del nivel freático para los años 1986 y 2018 se muestran en los mapas ráster de la Figura 11. En 1986, la zona de mezcla tenía profundidades de nivel freático inferiores a 0,5 m. El núcleo del salar mostró profundidades que oscilaron entre más de 2 m en el lado occidental, cerca de los abanicos aluviales del oeste, y menos de 0,5 m en el lado este, cerca de la zona de mezcla. Los abanicos aluviales del noroeste y del este tenían niveles freáticos de más de 2 m en todos los casos. Sin embargo, cuando se compara esta distribución de la profundidad del nivel freático con la distribución actual (año 2018), se destacan cambios importantes en casi todas las áreas (Figura 12). En la actualidad, las profundidades del nivel freático en la zona de mezcla del norte son

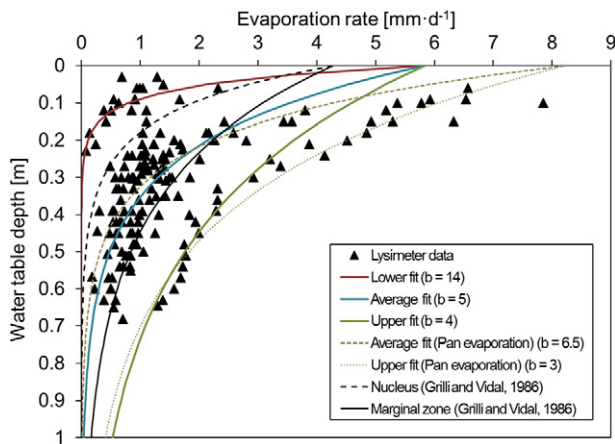


Figura 10. Curva de evaporación general que muestra la disminución de la tasa de evaporación con la profundidad del nivel freático considerando las medidas totales. El parámetro de ajuste b se muestra entre paréntesis.

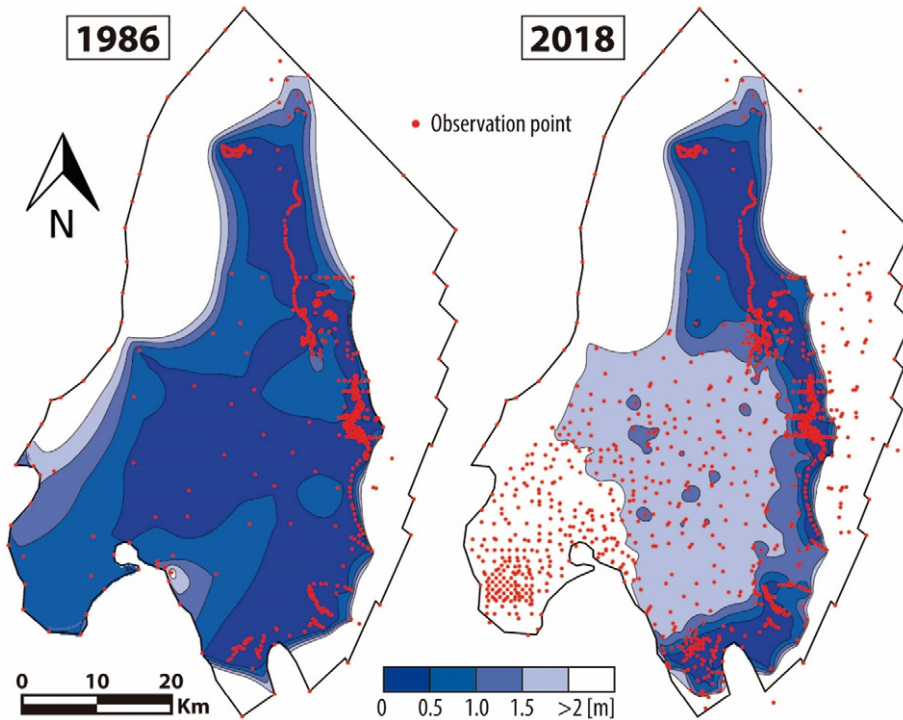


Figura 11. Mapas ráster de la profundidad del nivel freático para los años 1986 y 2018.

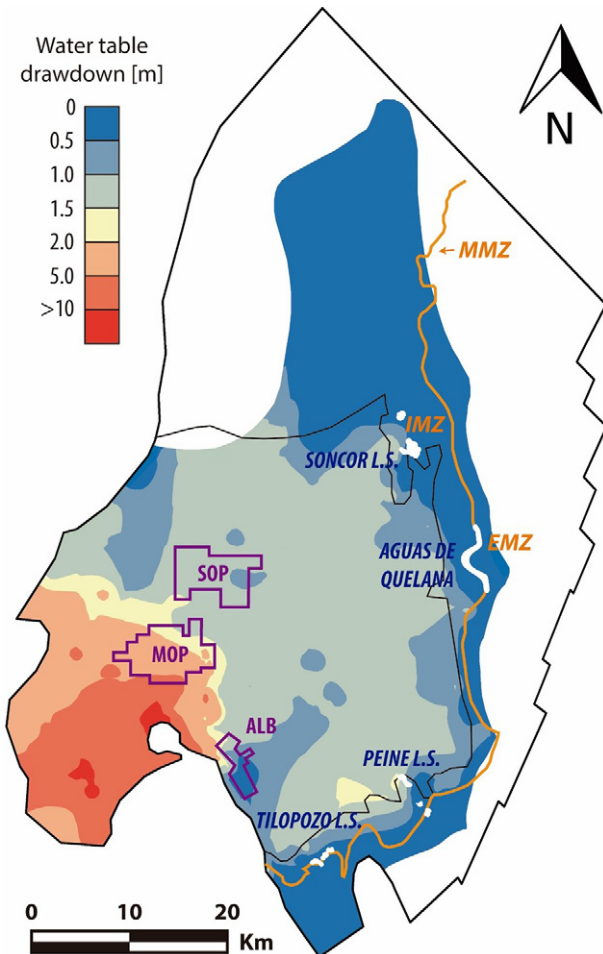


Figura 12. Mapas ráster que muestran el abatimiento evidenciado en el Salar de Atacama desde 1986 hasta 2018.

equivalente a los valores de 1986. Algo similar sucede con la zona de mezcla este y sureste donde localmente solo se identificó un pequeño aumento de profundidad. Sin embargo, el núcleo del salar fue, cuantitativamente, la zona más afectada. El núcleo del salar oriental evolucionó desde profundidades freáticas inferiores a 0,5 m en 1986 a profundidades inferiores a 1,5 m en 2018. El núcleo del salar occidental tenía niveles freáticos más profundos que alcanzaban profundidades inferiores a 2 m. Este descenso del nivel freático fue provocado por los bombeos de salmuera realizados en el sur y suroeste del núcleo salar.

3.2.2. Tasas de evaporación e impactos en el balance hídrico

La profundización del nivel freático tiene un impacto indirecto en el balance hídrico de la cuenca, ya que la tasa de evaporación freática depende de la profundidad del nivel freático, como se describió anteriormente. Así, se realizó el cálculo de la tasa de evaporación para cada píxel de los rásteres de profundidad del nivel freático considerando la curva de evaporación más adecuada para cada zona en 1986 y 2018 (Figura 13). La distribución espacial de las tasas de evaporación freática también permitió la estimación precisa de los flujos de descarga para cada zona de evaporación. Estos valores se muestran en tabla 1 para 1986 y 2018.

La profundización del nivel freático provocó una reducción no homogénea de la tasa de evaporación de la cuenca del salar. En el núcleo, antes del bombeo de salmuera, la tasa de evaporación promedio era de aproximadamente 0,03 mm·d⁻¹. En 1986, la tasa mínima de evaporación, que tenía valores cercanos a 0 mm·d⁻¹, se produjo en la zona occidental debido al espesor relativamente alto de la zona no saturada y cerca de la balsa de evaporación ALB donde ya se había iniciado el bombeo temprano de salmuera. Las tasas máximas de evaporación en el núcleo se ubicaron cerca de los sistemas lacustres Peine y Soncor, alcanzando localmente valores superiores a 0,5 mm·d⁻¹. Después del bombeo de salmuera, en 2018, casi la superficie total del nivel freático en el núcleo experimentó una caída por debajo de la profundidad de extinción. Solo cerca de los sistemas de lagos Peine y Soncor todavía quedan algunos desagües en la actualidad. El abatimiento en el núcleo provocó una reducción del 96% del caudal de evaporación que caracterizó el régimen natural, resultando en un impacto de 0,48 m³·s⁻¹ en el balance de agua.

La tasa de evaporación en la zona de mezcla, en ambos periodos, alcanzó valores de 5,84 mm·d⁻¹ en los lagos y valores de 0,5 mm·d⁻¹ en áreas

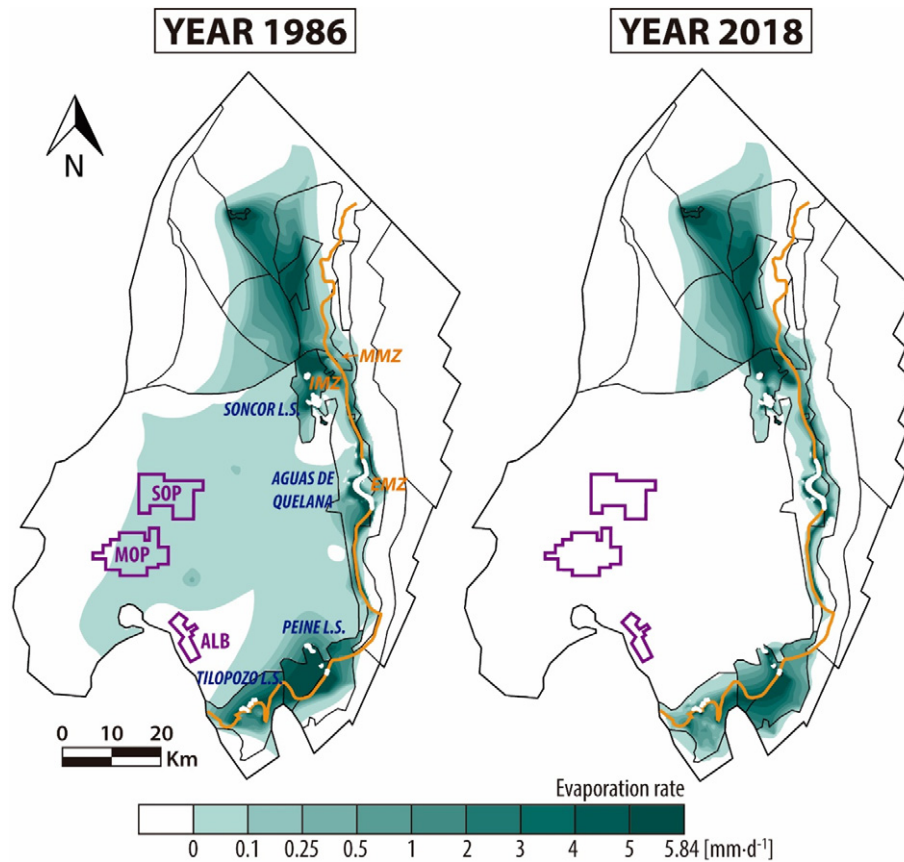


Figura 13. Mapas ráster de las tasas de evaporación en 1986 y 2018.

tabla 1
Caudal de evaporación [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] cuantificado para cada zona de evaporación del Salar de Atacama (ver Figura 5 para la distribución de las zonas de evaporación) suponiendo un error de 0 a $-0,5$ m en la medida del nivel freático.

Dominio	Zona	Calculado		Error $-0,1$ [m]		Error $-0,2$ [m]		Error $-0,3$ [m]		Error $-0,4$ [m]		Error $-0,5$ [m]	
		1986	2018	1986	2018	1986	2018	1986	2018	1986	2018	1986	2018
ZONA DE MEZCLA	A1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A2	1.38	1.80	0.88	1.18	0.58	0.80	0.40	0.58	0.29	0.44	0.23	0.35
	A3	1.02	0.88	0.71	0.70	0.67	0.67	0.66	0.67	0.66	0.67	0.66	0.67
	A4	0.13	0.12	0.08	0.08	0.05	0.05	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
	A5	1.63	1.81	1.11	1.23	0.80	0.87	0.61	0.66	0.50	0.53	0.43	0.45
	A6	1.17	0.96	0.92	0.83	0.77	0.76	0.67	0.71	0.62	0.68	0.59	0.67
	A7	0.73	0.65	0.46	0.41	0.32	0.29	0.25	0.22	0.21	0.19	0.19	0.17
	A8	1.04	0.88	0.78	0.68	0.62	0.56	0.52	0.48	0.46	0.44	0.43	0.41
	A9-1	1.82	0.87	1.67	0.70	1.55	0.56	1.46	0.46	1.39	0.37	1.33	0.31
	A9-2	0.96	1.32	0.82	1.11	0.72	0.94	0.63	0.81	0.56	0.71	0.51	0.62
	A10	1.53	0.57	0.97	0.35	0.65	0.22	0.47	0.14	0.37	0.10	0.32	0.08
	Zi2	1.09	0.97	0.68	0.61	0.43	0.39	0.28	0.25	0.19	0.17	0.13	0.12
Zona de mezcla total		12.49	10.82	9.08	7.88	7.16	6.11	5.98	5.01	5.27	4.33	4.84	3.87
ALUVIAL	Zi1	0.09	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
	A12a	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A12b	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A12c	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A12d	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A12e	0.11	0.06	0.07	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
aluviales totales		0.20	0.12	0.13	0.08	0.07	0.04	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01
NÚCLEO	A13a	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A13b	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A13c	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A13d	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	A13e	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Núcleo total		0.16	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTALES [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]		12.85	10.95	9.23	7.96	7.23	6.15	6.03	5.03	5.30	4.35	4.86	3.88

cerca del núcleo y los abanicos aluviales donde aumenta el espesor de la zona no saturada. Considerando el área total cubierta por el espejo de agua libre en la cuenca del Salar de Atacama, un caudal de evaporación promedio de $0,24 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ se obtuvo para los lagos. Este valor se mantuvo casi constante entre ambas fechas debido a que la tasa de evaporación y el área de extensión cubierta por los lagos se mantuvieron casi constantes. En la zona de mezcla del norte, donde la profundidad del nivel freático fue bastante constante entre 1986 y 2018, las tasas de evaporación en general se mantuvieron bastante similares. En las zonas de mezcla este y sureste, la tasa de evaporación también se mantuvo constante en las áreas EMZ y MMZ, pero en el área IMZ, especialmente hacia el lado del núcleo de esta subzona, la ligera disminución del nivel freático provocó una reducción en la evaporación. Velocidad. En porcentaje, la zona de mezcla experimentó una reducción menor (14%) en el caudal de descarga que el núcleo, pero esto fue suficiente para causar un impacto en el caudal de evaporación de $1,78 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, que fue superior a la producida en el núcleo. Finalmente, la zona aluvial apenas contribuyó al balance hídrico en 1986 y 2018 debido a que la profundidad del nivel freático siempre fue mayor a 2 m.

Cuando la descarga total de evaporación estimada para el año 1986, $13,38 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, se compara con el caudal de evaporación calculado para el año 2018, $11,02 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, una reducción de $2,36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, equivalente al 17%, se evidencia. Este caudal reducido es relativamente similar al caudal bombeado en los últimos años (Figura 4), incluso algo superior. Esto quiere decir que la capacidad de amortiguamiento ha permitido compensar prácticamente toda la salmuera que se bombea con una reducción de evaporación equivalente. El agua expulsada por la evaporación puede ser mayor que la salmuera bombeada porque la estimación del nivel freático requiere la interpolación de los datos de profundidad del nivel freático, lo que agrega un poco de incertidumbre a pesar de que la densidad de datos es alta. También puede influir en que el nivel freático esté ligeramente por encima del promedio como resultado de un período lluvioso (Marazuela et al., 2019a). En 2018, parte del agua que se había vertido de forma natural de la cuenca en 1986 se extrajo del sistema mediante bombeo. Esto posiblemente disminuyó el impacto de los lagos y humedales en la MMZ. Desde la MMZ hasta el límite de la cuenca, el impacto del bombeo de salmuera fue aparentemente casi nulo, a pesar de que el salar es una cuenca cerrada. Parece lógico concluir que la salida antropogénica o natural de salmuera del núcleo no debe modificar el régimen hidráulico de la zona marginal siempre que la cantidad de salmuera que sale del núcleo sea la misma. Sin embargo, la capacidad de amortiguamiento solo funciona cuando el nivel freático oscila entre el suelo y la profundidad de extinción (1-2 m) de la evaporación freática. Además, la principal capacidad de amortiguamiento se produce en los primeros decímetros de profundidad, cuando la tasa de evaporación cambia más rápidamente. Por debajo de 0,5 m, debido al cambio exponencial en la curva de evaporación, la capacidad de amortiguamiento se reduce sustancialmente. La capacidad de amortiguamiento jugó primero en el núcleo, donde ocurrió la primera reducción del nivel freático. Sin embargo, a medida que se alcanzaba la profundidad de extinción, la capacidad de amortiguamiento había dejado de ser efectiva en el núcleo. Este parece ser el escenario actual. Nuestra comprensión del comportamiento del sistema lleva a pensar que el aumento hacia delante del bombeo de salmuera y el descenso que provoca en el nivel freático suponen un riesgo potencial para los lagos. En el caso del Sistema Lacustre de Soncor, el aumento del gradiente hidráulico vertical podría favorecer la infiltración desde los lagos hacia el acuífero. Para evitar o al menos retrasar en lo posible este régimen y anticiparlo, en el apartado siguiente,

3.2.3. Análisis de sensibilidad

La fuerte dependencia de la metodología seguida para la estimación de la descarga de evaporación en la profundidad del nivel freático implica que la precisión de la medición del nivel freático es crítica. Además, la baja pendiente topográfica y la presencia de una costra superficial rugosa en las salinas dificulta la medición de la elevación del suelo.

El análisis de sensibilidad evaluó el impacto de un error de 0,1 a 0,5 m en el nivel freático sobre la tasa de evaporación para los años 1986 y 2018. En el escenario más adverso evaluado, asumiendo un error de -0,5 m y manteniendo constante el efluente de los lagos, la evaporación

el caudal disminuyó de $12,85$ y $10,95 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a $4,86$ y $3,88 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para 1986 y 2018, respectivamente (Figura 14 y tabla 1). Por lo tanto, un error de solo 0,5 m fue suficiente para reducir en un 60% del caudal de evaporación calculado. Los resultados confirmaron la dependencia crítica de la estimación de la descarga de evaporación con la precisión de la profundidad del nivel freático. La precisión de las mediciones del nivel freático y la zonificación de evaporación considerada en cada estudio han sido la razón principal por la cual las estimaciones históricas de la descarga de evaporación en el Salar de Atacama han oscilado entre $1,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y $22,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Kampf y Tyler, 2006; Marazuela et al., 2019a; Mardones, 1986). Por lo tanto, a pesar de la alta eficiencia de la metodología aplicada, es fundamental invertir esfuerzos en un número suficiente de pozos de observación y medición precisa de los niveles de agua subterránea para cuantificar con precisión la descarga de evaporación de cualquier salar.

3.3. Minimizar los impactos del bombeo de salmuera

La distribución espacial más eficiente de los pozos de bombeo de salmuera para minimizar el impacto del bombeo en el balance hídrico y el nivel freático se determinó utilizando un modelo de flujo de agua subterránea en 3D. Este modelo numérico reprodujo un núcleo de salar sintético en el que se evaluaron dos distribuciones extremas de pozos de bombeo, uno y varios pozos, extrayendo el mismo caudal de agua. La curva de evaporación representativa del núcleo del Salar de Atacama y similar a la curva de evaporación de otros salares (ej. Grilli y Vidal, 1986) se incorporó en la parte superior del modelo para regular la descarga de evaporación a medida que el nivel freático se agota por el bombeo de salmuera. Además, como no todas las salinas tienen napas freáticas a la misma profundidad, se consideraron tres napas freáticas iniciales de 0,30, 0,15 y 0 m. La profundidad de 0,3 m implicó una tasa de evaporación inicial de $0,10 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ dentro del rango de evaporación del Salar de Atacama en su régimen natural (Figura 15). La profundidad de 0 m representó un caso extremo, en el que el sistema sería un lago con una tasa de evaporación de $5,84 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$.

La tasa de evaporación inicial se redujo dependiendo de la distribución de los pozos de bombeo (Figura 15). En el caso de múltiples pozos, varios pequeños conos de depresión profundizaron el nivel freático de manera más homogénea que en el caso de un solo pozo, en el que la salmuera bombeada en un punto provocó un único y profundo cono de depresión. Esto resultó en una reducción diferente en las tasas de evaporación. La reducción en la tasa de evaporación fue más homogénea y afectó a una mayor área cuando el bombeo de salmuera se distribuyó en varios pozos que cuando el bombeo de salmuera se realizó en un solo pozo (Figura 15C). En el caso de un solo pozo, la reducción en las tasas de evaporación se concentró alrededor del pozo y, lejos, la tasa de evaporación se mantuvo cercana al régimen natural.

La evolución temporal de la reducción de la tasa de evaporación y la pérdida de almacenamiento se muestra en Figura 16. En todos los casos, la tasa de evaporación inicial se redujo rápidamente como resultado del descenso del nivel freático causado por el bombeo. La nueva tasa de evaporación alcanzó $0 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$, es decir, la profundidad de extinción, para las profundidades iniciales de 0,15 y 0,30. En estos dos casos, la reducción en la descarga de evaporación no pudo compensar la salmuera bombeada y la profundidad de extinción del freático.

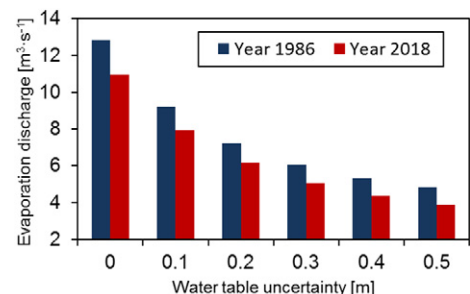


Figura 14. Valores de descarga de evaporación obtenidos del análisis de sensibilidad de la precisión del nivel freático.

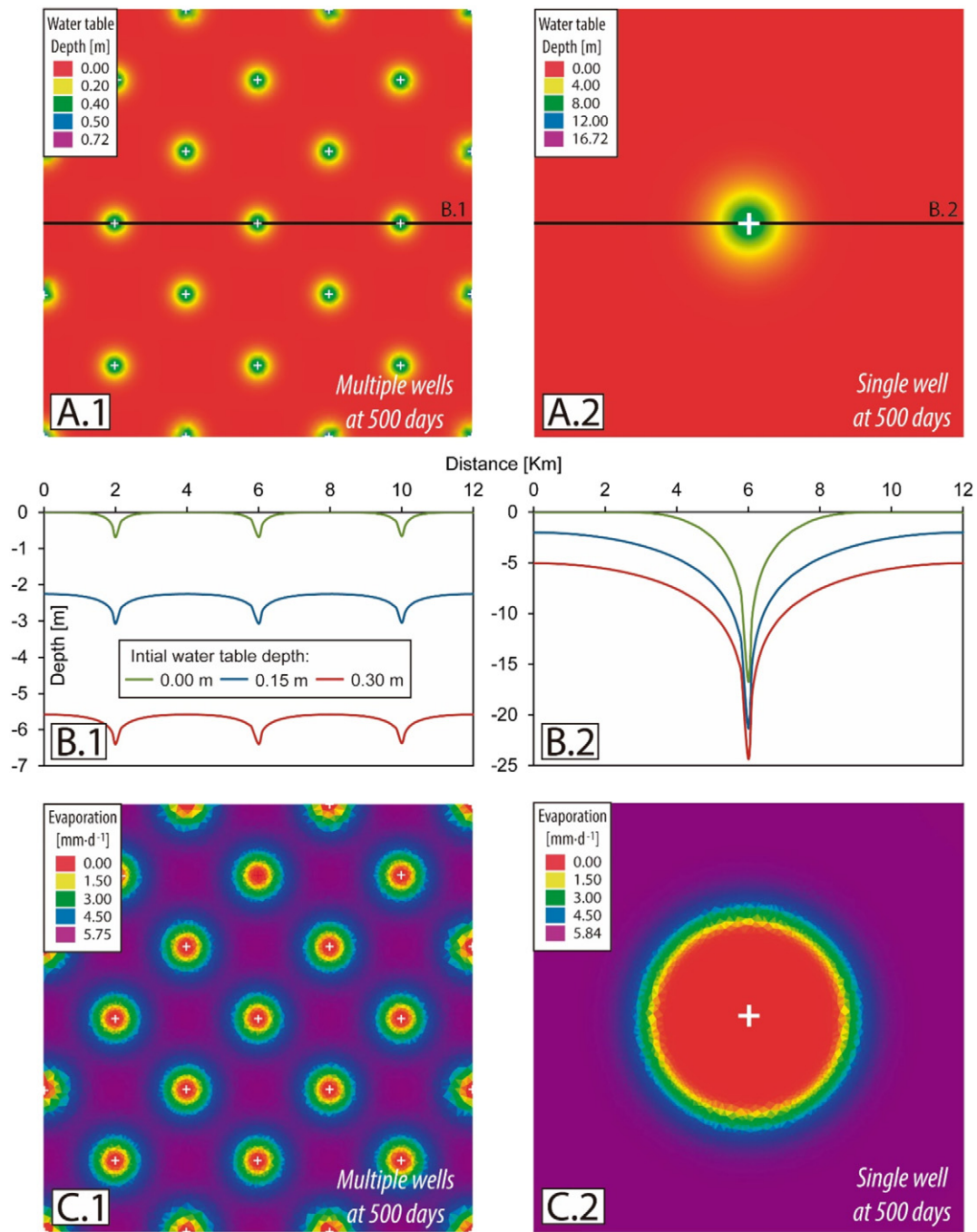


Figura 15. Distribución espacial de las cabezas hidráulicas y tasas de evaporación del modelo numérico 3D. A) Cargas hidráulicas a los 500 días. B) Cargas hidráulicas en el tramo a los 500 días. Tenga en cuenta las diferentes escalas verticales. La ubicación de la sección se muestra en la Fig. 15A. C) Tasas de evaporación a 500 días. Las tres figuras de la izquierda se refieren al diseño de pozo único y las tres figuras de la derecha se refieren al diseño de pozos múltiples. Las cruces blancas indican la ubicación de los pozos de bombeo.

se alcanzó la evaporación. Para la profundidad inicial del nivel freático de 0 m (caso del lago), la profundización del nivel freático permitió una reducción en la tasa de evaporación lo suficientemente alta como para compensar la salmuera bombeada. Luego, la nueva tasa de evaporación se equilibró por debajo de la tasa de evaporación inicial y por encima de cero (Figura 16). Por otro lado, para cada una de las tres profundidades iniciales, se observó claramente una diferencia en la tasa de evaporación entre los casos de uno y varios pozos. La distribución de pozos múltiples resultó en una disminución más rápida de la evaporación, lo que indica un uso más eficiente de la capacidad de amortiguamiento. En el caso del pozo único, como el bombeo se concentraba en un punto, la profundidad de extinción se alcanzaba rápidamente en la zona más cercana al sitio de bombeo, mientras que en las zonas más alejadas la disminución de la tasa de evaporación era relativamente lenta.

Adicionalmente, los cambios en la tasa de evaporación tuvieron un impacto directo en el almacenamiento del acuífero y, en consecuencia, en la estabilización del nivel freático. En todos los casos, la pérdida inicial de almacenamiento coincidió con el bombeo de salmuera de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pero este valor descendió inmediatamente hasta estabilizarse concomitantemente con la tasa de evaporación. Esta estabilización alcanzó cero pérdida de almacenamiento en el caso de 0 m de profundidad porque la reducción en la tasa de evaporación inicial permitió la compensación total de la salmuera bombeada. En los casos de 0,3 y 0,15 m de profundidad, como la reducción de la tasa de evaporación no compensó completamente la salmuera bombeada, la estabilización de la pérdida de almacenamiento ocurrió cuando la evaporación freática se detuvo debido a la profundización del nivel freático. En estos dos casos, el nivel freático siguió cayendo indefinidamente porque ya no había capacidad de amortiguamiento. Si se compara este resultado con las observaciones

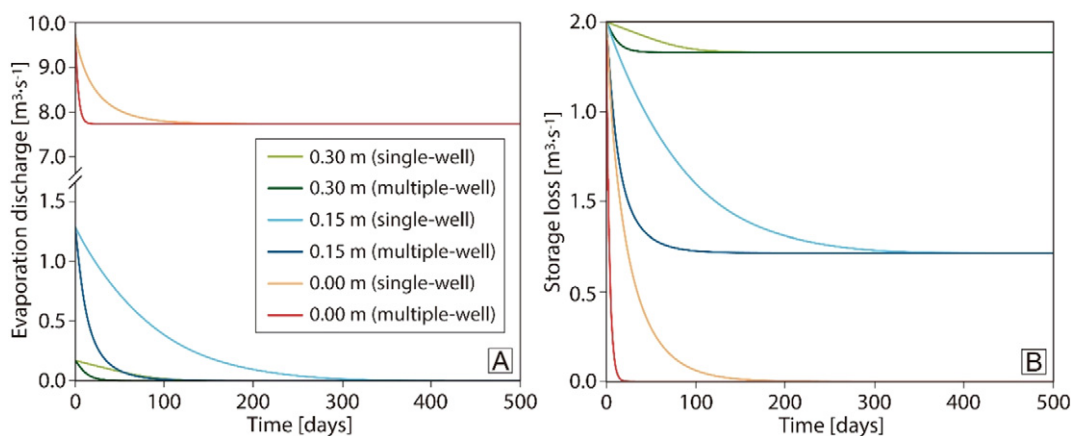


Figura 16. Tasas de evaporación y almacenamiento resultantes del modelo numérico sintético. A) Evolución de la evaporación total. B) Evolución del almacenamiento.

realizado en el núcleo del Salar de Atacama, donde ya se alcanzó la profundidad de extinción de la evaporación freática, la reducción de la tasa de evaporación no será suficiente para compensar la salmuera bombeada.

Si bien es cierto que la diferencia entre las dos distribuciones de pozos se hizo nula cuando el sistema se estabilizó, en un caso real, el sistema no llegará a estabilizarse, ya que las bombas no son constantes en el tiempo y la recarga no es constante ni homogénea. Por lo tanto, es evidente que el uso de un sistema de pozos múltiples aprovecha mejor la capacidad de amortiguamiento del nivel freático y el equilibrio y el nivel freático de las salinas que el uso de un sistema de pozo único. De acuerdo con los resultados de estas seis simulaciones, el uso de un diseño de pozos múltiples en lugar de un diseño de pozo único permitió compensar un extra del 65%, 33% y 5% de la salmuera bombeada en los casos con agua inicial profundidades de mesa de 0, 0,15 y 0,3 m, respectivamente. $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$). Además, debido a que la curva de evaporación disminuye exponencialmente con la profundidad del nivel freático, cuanto más superficial es el nivel freático, mayor es la capacidad de amortiguamiento que se aprovecha.

4. Síntesis y conclusiones

La metodología propuesta para cuantificar la descarga de evaporación en el Salar de Atacama y evaluar los impactos causados por su explotación de salmuera permitió mejorar el diseño de la explotación de salmuera en salares. La metodología incluyó (1) mediciones de campo del nivel freático y tasa de evaporación, (2) su análisis espacio-temporal y (3) modelado numérico para mejorar el diseño de explotación de salmuera.

En primer lugar, se utilizaron bandejas de evaporación y lisímetros para medir las tasas de evaporación de la superficie de agua libre de los lagos y la evaporación freática, respectivamente. La tasa de evaporación potencial se estimó en $5,84 \text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$. Las mediciones del lisímetro permitieron definir la disminución exponencial de la evaporación con respecto a la profundidad del nivel freático. La disminución más fuerte ocurrió en los 0,5 m más cercanos al suelo y la extinción de la evaporación se alcanzó generalmente a 1 m de profundidad.

En segundo lugar, la cuantificación del caudal de evaporación para el año 1986, previo al bombeo de salmuera, y 2018, bajo extracción intensiva de salmuera, se realizó a través del análisis espacio-temporal de la profundidad del nivel freático y las mediciones de la tasa de evaporación. El caudal de evaporación disminuyó de $12,85$ a $10,95 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ entre 1986 y 2018 eso ronda el 15%. Esta reducción compensó parte de las extracciones y podría contribuir a la preservación de los ecosistemas de la zona de mezcla. La capacidad de amortiguamiento fue más eficiente a profundidades del nivel freático entre 0 y 0,5 m, donde la evaporación experimentó la disminución más fuerte. En la actualidad, la capacidad amortiguadora del núcleo del salar ya está amortizada. El análisis de sensibilidad mostró que un

error promedio de la profundidad del nivel freático de 0,5 m es suficiente para reducir la descarga de evaporación de la cuenca por un 60%. La sensibilidad de la evaporación freática sobre el nivel freático impone que se deba realizar un esfuerzo considerable para cuantificar fielmente el caudal por evaporación que es crítico en el balance hídrico de las cuencas de las salinas.

En tercer lugar, el modelo 3D de flujo de agua subterránea de un salar hipotético bajo explotación de salmuera permitió optimizar los diseños para los pozos de bombeo en términos de impacto en el balance hídrico. Los resultados mostraron que la capacidad de amortiguamiento puede llegar a compensar la salmuera total bombeada a través de una reducción de la descarga de evaporación inicial como consecuencia del descenso del nivel freático. Para aprovechar mejor la capacidad de amortiguamiento y minimizar los impactos sobre el balance hídrico y el nivel freático, las explotaciones de salmuera deben considerar distribuir el caudal de bombeo en la mayor área posible.

Los datos complementarios a este artículo se pueden encontrar en línea en <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135605>.

Declaración de competencia de intereses

Los autores declaran que no tienen intereses financieros en competencia ni relaciones personales conocidas que pudieran haber influido en el trabajo informado en este documento.

Expresiones de gratitud

Los autores agradecen a Sociedad Química y Minera de Chile SA por su apoyo y compartir datos a lo largo de la caracterización hidrogeológica del sitio Salar de Atacama. MA Marazuela agradece el apoyo económico de la AGAUR (Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca, Generalitat de Catalunya) y de la Unión Europea (beca número 2017FI B1 00194).

Referencias

- Acosta, O., Custodio, E., 2008. Impactos ambientales de las extracciones de agua subterránea en el Salar del Huasco (norte de Chile). *Bol. Geol. y mín.* 119, 33–50.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama bass: a record of tectónica de presión en los Andes centrales desde mediados del Cretácico. *Tectónica* 25, TC1008. <https://doi.org/10.1029/2004TC001770>.
- Bevacqua, P., 1988. Descripción de las unidades geológicas de superficie del Salar de Atacama.
- Boutt, D.F., Hynek, S.A., Munk, L.A., Corenthal, L.G., 2016. Recarga rápida de agua dulce para el acuífero de salmuera alojado en halita del Salar de Atacama, Chile. *Hidrol. Proceso* 30, 4720–4740. <https://doi.org/10.1002/hyp.10994>.
- Brutsaert, W., 1982. Evaporación en la atmósfera: teoría, historia y aplicaciones. Springer, Países Bajos. <https://doi.org/10.1038/scientificamerican12121863-370>.
- Corenthal, L.G., Boutt, D.F., Hynek, S.A., Munk, L.A., 2016. Flujo de agua subterránea regional y acumulación de un depósito masivo de evaporitas en el margen del Altiplano chileno. *Geofísico. Res. Letón* 43, 8017–8025. <https://doi.org/10.1002/2016GL070076>.
- Diersch, H.-J.G., 2014. FEFLOW: Modelado de elementos finitos de flujo, masa y transferencia de calor. puerto en medios porosos y fracturados. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-38739-5>.
- Dirección General de Aguas, 1986. Balance Hidrológico Nacional II Región (Santiago, Chile).

- Dirección General de Aguas, 2010. Actualización de la evaluación de la disponibilidad de recursos hídricos para constituir derechos de aprovechamientos en las subcuencas afluentes al Salar de Atacama. II Región Informe final (Santiago, Chile). Dirección General de Aguas, 2013. Análisis de la oferta hídrica del Salar de Atacama (Santiago, Chile).
- Dirección General de Aguas, 2014. Análisis de los mecanismos de evaporación y Evaluación de los recursos hídricos del Salar de Atacama.
- Doorenbos, J., Pruitt, WO, 1975. Directrices para predecir las necesidades de agua de los cultivos. *Irrigation and Drainage Paper 24*. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma, pág. 179.
- Evans, RK, 1978. Reservas y recursos de litio. *Energía* 3, 379–385.
- Flexer, V., Baspineiro, CF, Galli, CI, 2018. Recuperación de litio de salmueras: una materia prima vital material para energías verdes con potencial impacto ambiental en su extracción y procesamiento. *ciencia Entorno Total*. 639, 1188–1204. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.223>.
- Golder Associates, 2017a. Informe 16 Plan de Alerta Temprana para el acuífero Monturaqui-Negrillar-Tilopozo.
- Golder Associates, 2017b. Modelo hidrogeológico conceptual y numérico para el acuífero de Monturaqui-Negrillar-Tilopozo.
- González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, EE, Shyu, JBH, 2009. Coeval compresional deformación y vulcanismo en los Andes centrales, estudios de caso del norte de Chile (23°S–24°S). *Tectónica* 28, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2009TC002538>.
- Grilli, A., 1985. Una aproximación al estudio de la evaporación desde salares. VII Congreso de Ingeniería Hidráulica.
- Grilli, A., Vidal, F., 1986. Evaporación desde salares: metodología para evaluar los recursos hídricos renovables. Aplicación a las regiones I y II. *Rev. la Soc. Chil. En g. hidráulica. Hardie*, LA, 1991. Sobre el significado de las evaporitas. año *Rev. Planeta Tierra*. *ciencia* 19, 131–168.
- HARZA, 1978. Desarrollo de los recursos de agua en el Norte Grande, Chile. Naciones Unidas (NACIONES UNIDAS).
- Houston, J., 2006. Evaporación en el desierto de Atacama: un estudio empírico de espacio-Variaciones temporales y sus causas. *J. Hydrol.* 330, 402–412. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.036>.
- Houston, J., Butcher, A., Ehren, P., Evans, K., Godfrey, L., 2011. La evaluación de los productos de salmuera aspectos y la exigencia de modificaciones a las normas de archivo. *economía Geol.* 106, 1125–1239. <https://doi.org/10.2113/econgeo.106.7.1125>.
- IDAEA-CSIC, 2017. Cuarta actualización del modelo hidrogeológico del Salar de Atacama (Acceso con permiso).
- Idé, F., 1978. Cubicación del yacimiento Salar de Atacama. Universidad de Chile.
- Ide, F., Kunasz, IA, 1990. Origen del litio en el Salar de Atacama, Norte de Chile. En: Ericksen, GE, Cañas-Pinochet, MT, Reinemund, JA (Eds.), *Geología de los Andes y su relación con los recursos minerales y de hidrocarburos*, pág. 452 Houston, Texas. Johnson, E., Yáñez, J., Ortiz, C., Muñoz, J., 2009. Evaporación de aguas subterráneas poco profundas en cuencas cerradas en el altiplano chileno. *Hidrol. ciencia J.* 55, 624–635. <https://doi.org/10.1080/02626661003780458>.
- Jordan, TE, Mpdozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M., 2007. Ceno-Estratigrafía y estructura del subsuelo zoico de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *JS Am. Ciencias de la Tierra* 23, 122–146. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.024>.
- Kampf, SK, Tyler, SW, Ortiz, CA, Muñoz, JF, Adkins, PL, 2005. Evaporación y tierra Balance energético superficial en el Salar de Atacama, Norte de Chile. *J. Hydrol.* 310, 236–252. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.01.005>.
- Kesler, SE, Gruber, PW, Medina, PA, Keoleian, GA, Everson, MP, Wallington, TJ, 2012. Recursos globales de litio: importancia relativa de pegmatita, salmuera y otros depósitos. *Mineral Geol. Rev.* 48, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.006>.
- Liu, W., Agudínata, DB, Myint, SW, 2019. Patrones espaciotemporales de la minería de litio y degradación ambiental en el Salar de Atacama, Chile. En t. *Aplicación J. Observación de la Tierra Geoinf.* 80, 145–156. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.04.016>.
- Lowenstein, TK, Risacher, F., 2009. Evolución de la salmuera en cuenca cerrada y la influencia de Ca-Aguas de entrada de Cl: valle de la muerte y lago seco de Bristol California, cuenca de Qaidam, China, y Salar de Atacama, Chile. *agua Geoquímica* 15, 71–94. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9046-z>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Custodio, E., Palma, T., García-Gil, A., Ayora, C., 2018. Mapeo 3D, hidrodinámica y modelado de la zona de mezcla agua dulce-salmuera en salares similares al Salar de Atacama (Chile). *J. Hydrol.* 561, 223–235. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.010>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., Palma, T., 2019a. Hidrodinámica de las cuencas de los salares: el ejemplo del Salar de Atacama. *ciencia Entorno Total*. 651, 668–683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>.
- Marazuela, MA, Vázquez-Suñé, E., Ayora, C., García-Gil, A., Palma, T., 2019b. El efecto de bombeo de salmuera en la hidrodinámica natural del Salar de Atacama: la capacidad amortiguadora de los salares. *ciencia Entorno Total*. 654, 1118–1131. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.196>.
- Mardones, L., 1986. Características geológicas e hidrogeológicas del Salar de Atacama. En: Lagos, G. (Ed.), *El Litio, Un Nuevo Recurso Para Chile*, págs. 181–216.
- Mardones, L., 1998. Flux et évolution des solutions salines dans les systèmes hydrologiques des salars d'Ascotan et d'Atacama. Universidad de París.
- Munk, LA, Hynek, SA, Bradley, D., Boutt, DF, Labay, K., Jochens, H., 2016. Salmueras de litio: una perspectiva mundial. *Rev. Econ. Geol.* 18, 339–365.
- Muñoz, N., Charrier, R., Jordan, T., 2002. Interacciones entre sótano y cubierta durante la evolución de la cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *Rev. geológica Chile* 29, 3–29. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082002000100004>.
- Muñoz-Pardo, JF, Ortiz-Astete, CA, Mardones-Pérez, L., de Vidts-Sabelle, P., 2004. Funcionamiento hidrogeológico del acuífero del núcleo del salar de Atacama, Chile. En g. *Hidraulica en Mex.* XIX, 69–81.
- Obiano, JI, 2019. Efecto de la salinidad en la evaporación y el ciclo del agua. *emergente ciencia J* 3, 255–262. <https://doi.org/10.28991/esj-2019-01188>.
- Ortiz, C., Aravena, R., Briones, E., Suárez, F., Tora, C., Muñoz, JF, 2014. Fuentes de superficie agua para el ecosistema de Soncor, cuenca del Salar de Atacama, norte de Chile. *Hidrol. ciencia J.* 59, 336–350. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.829231>.
- Parkhurst, DL, Appelo, CAJ, 2013. Descripción de entrada y ejemplos para PHREEQC versión 3: un programa de computadora para especiación, reacción por lotes, transporte unidimensional y cálculos geoquímicos inversos. *Técnicas y Métodos*. 6, pág. 519. Philip, JR, 1957. Evaporación y campos de humedad y calor en el suelo. *J. Meteorol.* 14, 354–366. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1957\)014b0354:EMAHFNorte2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1957)014b0354:EMAHFNorte2.0.CO;2).
- Río Chilex SA, 1997. Evaluación hidrogeológica acuífero sector norte Salar de Atacama. Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C., 2003. El origen de las salmueras y sales en los salares chilenos: una revisión hidroquímica. *Earth-Science Rev* 63, 249–293. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(03\)00037-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(03)00037-0).
- Rissmann, C., Leybourne, M., Benn, C., Christenson, B., 2015. El origen de los solutos dentro las aguas subterráneas de un acuífero altoandino. *química Geol.* 396, 164–181. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.11.029>.
- Rockwood-Litio, 2015. Estudio Hidrogeológico y Modelo Numérico Sector Sur del Salar de Atacama (Anexo 1). Para Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Modificaciones y Mejoramiento del Sistema de Pozas de Evaporación solar en el Salar de Atacama (Santiago, Chile).
- Scheibling, K., Tröger, U., 2018. Cambio climático local inducido por la sobreexplotación del agua subterránea tación en una cuenca árida altoandina, cuenca Laguna Lagunillas, norte de Chile. *hidrogeol. J.* 26, 705–719. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1647-4>.
- Tejeda, I., Cienfuegos, R., Muñoz, JF, Durán, M., 2003. Numerical modeling of saline intrusion in the Salar de Atacama. *J. Hydrol. Ing.* 8, 25–34. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2003\)8:1\(25\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2003)8:1(25)).
- Vásquez, C., Ortiz, C., Suárez, F., Muñoz, JF, 2013. Modeling flow and reactivo transport to explicar la zonificación mineral en el acuífero del salar de Atacama, Chile. *J. Hydrol.* 490, 114–125. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.028>.
- Warren, JK, 2010. Evaporitas a través del tiempo: controles tectónicos, climáticos y eustáticos en maderpósitos marinos y no marinos. *Earth-Science Rev* 98, 217–268. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.004>.
- Williams, T., Kelley, C., 1986. Gnuplot v5.2: un programa de trazado interactivo. Yechieli, Y., Wood, WW, 2002. Procesos hidrogeológicos en sistemas salinos: playas, sabkhas y lagos salinos. *Earth-Science Rev* 58, 343–365. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00067-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00067-3).