



Listas de contenidos disponibles en CienciaDirecta

Ciencia del Medio Ambiente Total

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



Hidrodinámica de cuencas saladas: El ejemplo del Salar de Atacama

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

^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, España

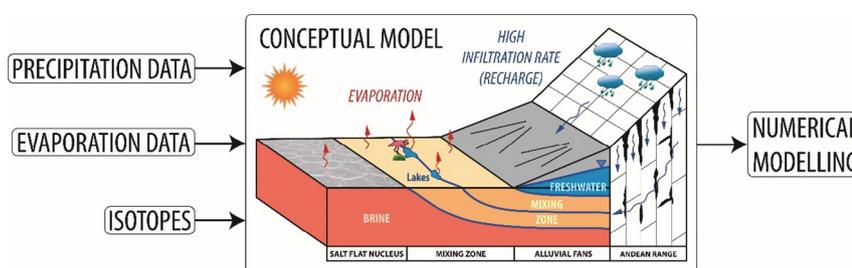
^dInstituto Geológico y Minero de España (IGME), Manuel Lasala 44, 9° B, 50006 Zaragoza, España



DESTACAR

- Se propuso un nuevo flujo regional de aguas subterráneas para el Salar de Atacama.
- La hidrodinámica se puede extender a otros sistemas de salinas.
- El modelo numérico 3D regional sirvió para validar el balance hídrico.
- Los valores de infiltración convencionales para las zonas hiperáridas no fueron válidos.
- Se justifican tasas de infiltración de cuenca hiperárida que alcanzan el 75%.

GRÁFICAMENTE ABSTRACTO



información del artículo

Historial del artículo:

Recibido el 5 de julio de 2018

Recibido en forma revisada el 14 de septiembre de 2018

Aceptado el 15 de septiembre de 2018

Disponible en línea el 17 de septiembre de 2018

Editor: D. Barceló

Palabras clave:

Recarga de aguas subterráneas

Balance de agua

modelo numérico

Intrusión de agua salada

Salmuera

Litio

resumen

El Salar de Atacama es una de las cuencas salinas endorreicas más conocidas del mundo. Acumula las principales reservas mundiales de litio y contiene ecosistemas muy sensibles. El objetivo de este trabajo es caracterizar la hidrodinámica del Salar de Atacama, y cuantificar su complejo balance hídrico previo a la intensa extracción de salmuera. La metodología y los resultados son extrapolables al caudal y recarga de aguas subterráneas de otras salinas. Se calibró un modelo tridimensional de flujo de agua subterránea con un bajo esfuerzo computacional frente a cientos de mediciones de carga hidráulica. El agua infiltrada desde las montañas asciende como un flujo vertical a través de la interfase salina (zona de mezcla) producido por el contraste de densidad entre el agua dulce recargada y la salmuera evaporada del núcleo del salar. Esta agua se descarga y se evapora en gran parte de los lagos o directamente de la capa freática poco profunda. Por otra parte, los muy bajos gradientes hidráulicos, sumado a la presencia de la zona de mezcla que actúa como barrera, lleva al núcleo del salar a actuar como un área hidrodinámicamente cuasi aislada. El nivel freático calculado muestra la carga hidráulica más baja en el núcleo del salar cerca de la descarga en la zona de mezcla.

Se cuantificó el balance de aguas subterráneas del Salar de Atacama en su régimen natural resultando una entrada/salida de $14,9\text{m}^3\text{s}^{-1}$. Este balance considera a la cuenca como un sistema endorreico. Los valores de infiltración muy bajos que generalmente se asumen para las cuencas hiperáridas no son consistentes con la hidrogeología del Salar de Atacama. De hecho, se producen tasas de infiltración muy altas (hasta el 85% de la precipitación) debido al alto grado de fractura de las rocas y la escasa vegetación. Esta alta infiltración es consistente con la composición isotópica ligera del agua del área de recarga (Altiplano). Por lo tanto, es improbable la existencia de aportes adicionales fuera de la cuenca.

© 2018 Elsevier BV Todos los derechos reservados.

1. Introducción

Las salinas son sistemas hidrogeológicos salinos y endorreicos que se asocian frecuentemente a climas áridos a hiperáridos, en los que el nivel freático se encuentra varios centímetros o decímetros por debajo del suelo

* Autor para correspondencia en: Instituto de Evaluación Ambiental e Investigación del Agua (IDAEA), CSIC, Jordi Girona 18, 08034 Barcelona, España.

Dirección de correo electrónico: mamarazuela@outlook.com (MA Marazuela).

superficie. Las salinas más grandes del mundo se encuentran en la meseta Altiplano-Puna de la Cordillera de los Andes Centrales, que incluye el noroeste de Argentina, el suroeste de Bolivia y el noreste de Chile (Risacher et al., 2003; Warren, 2010). Los salares y sus salmueras son una fuente importante de litio, boro, cloruro de sodio, yodo, potasio y magnesio (Evans, 1978; Kesler et al., 2012; Munk et al., 2016). Algunos de estos elementos son muy valorados en la economía moderna. Por ejemplo, el litio es un componente principal de las baterías de los teléfonos móviles, los coches eléctricos (Marom et al., 2011; Tarascón, 2010; Vikström et al., 2013) e incluso tratamientos farmacológicos (Cipriani et al., 2005).

El Salar de Atacama (SdA) es el tercer salar más grande del mundo después del Salar de Uyuni (Bolivia) y Salinas Grandes (Argentina). Su salmuera contiene una concentración de litio (~5000 ppm) muy superior a la del resto de salares, y convierte a la SdA en la principal reserva de litio del mundo. Además, se encuentra en la zona más árida de la Tierra y alberga ecosistemas excepcionales, como la Reserva Nacional de los Flamencos (sitio Ramsar). Estos ecosistemas se encuentran amenazados por la explotación minera de la salmuera que se viene dando desde la década de 1980. Por el contrario, el bombeo de salmuera realizado ha permitido disponer de la mejor red de monitorización del mundo, lo que convierte a la SdA en un referente para la comunidad científica.

El origen del SdA data del límite Oligoceno-Mioceno, sincrónico con el aumento de la actividad volcánica y el levantamiento del Altiplano (Arriagada et al., 2006). El levantamiento de la meseta marcó la historia de la paleoclimatología como consecuencia del fuerte gradiente topográfico alcanzado, dando lugar a una meseta más húmeda y a un salar hiperárido (Rech et al., 2006). Desde esta época antigua hasta mediados de la década de 1980, la hidrodinámica del sistema estuvo controlada por los diferentes ciclos climáticos. Sin embargo, a partir de la década de 1980, el bombeo de la salmuera con fines comerciales ha alterado su dinámica natural. La mayoría de los estudios que se han realizado en el SdA han analizado el régimen antropogénico actual del sistema (Salas et al., 2010), en el que se ha abatido el nivel freático de las salinas. Sin embargo, faltan estudios del régimen natural del sistema, previo a la explotación. Sólo el mapa de contornos del nivel freático de los abanicos aluviales orientales realizado por HARZA (1978) está disponible. Desafortunadamente, este trabajo no tiene en cuenta las diferencias de densidad.

En régimen natural, la profundidad del nivel freático del SdA estaba determinada por un complejo equilibrio entre las entradas y salidas de agua que tendía a ser cero (rosa, 1994; Yechieli y Madera, 2002). La principal recarga fue la precipitación (lluvia) que se presentó en las montañas de la cuenca. La evaporación estaba controlada por la profundidad del nivel freático, que estaba a unos pocos decímetros bajo tierra (Kampf et al., 2005; Kampf y Tyler, 2006; Tyler et al., 2006). Los depósitos de sal se acumularon debido a las fuertes tasas de evaporación que se mantuvieron durante varios miles de años (Corenthal et al., 2016; Hardy, 1991; Madera y Sanford, 1990). Estos sistemas complejos tienden a ser muy sensibles a los cambios climáticos y antropogénicos (Godfrey et al., 2013).

Aunque se ha avanzado en las últimas décadas en la comprensión de la hidrogeología del SdA, todavía hay muchas incertidumbres en el balance hídrico y ningún balance hídrico ha sido validado con modelos numéricos. Así, algunos autores presentan divergencias sobre los factores clave para calcular el caudal de descarga: profundidad del nivel freático, áreas de descarga y tasas de evaporación. El primer estudio que abordó la evaporación en el SdA (Mardones, 1986) cuantificó el volumen de agua evaporada en $5,29 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Suponiendo que en el balance a escala de cuenca las entradas (recarga) son iguales a las salidas (evaporación), este valor debería corresponder al valor de recarga. Trabajos posteriores utilizaron este valor como referencia y obtuvieron balances hídricos en el rango de $5,17\text{--}5,58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Dirección General de Aguas, 2013, 2010, 1986; Muñoz-Pardo et al., 2004). Kampf y Tyler (2006) obtuvo valores de evaporación en un rango de $1,6\text{--}22,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, dependiendo de los múltiples métodos de cálculo que se aplicaron, los cuales se basaron en sensores remotos y zonificación por evaporación. Recientemente, Corenthal et al. (2016) usó un

valor aproximado de la recarga de Bookhagen y Strecker (2008), aplicó el modelo de recarga de Houston (2006) y obtuvo una recarga neta de $0,9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($26,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ de lluvia con 3.5% de infiltración). Sin embargo, los mismos autores predijeron que la evaporación debería haber sido de $21,7 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para explicar la cantidad de sales acumuladas, y propusieron como explicación probable que el déficit de recarga estimado es compensado con aportes del Altiplano fuera de la cuenca del SdA. Sin embargo, este planteamiento no es consistente con la escasa presencia de vegetación que facilitaría la evapotranspiración y con la escasa evidencia de escorrentía superficial que favorecería la evaporación. Si la evapotranspiración es muy baja y la escorrentía superficial es casi inexistente, la tasa de recarga de los acuíferos debería ser muy alta. Por lo tanto, aún existe una gran incertidumbre respecto a los valores de recarga y evaporación en la cuenca del SdA en régimen natural.

Los modelos numéricos constituyen una poderosa herramienta para justificar y validar el balance hídrico. Los modelos de estado estacionario ofrecen una referencia hidrogeológica para el sistema alrededor del cual el sistema oscilará naturalmente. Estos modelos también sirven como base para incorporar oscilaciones naturales (por ejemplo, ciclos de evaporación, precipitación, etc.) e impactos antropogénicos (bombeo y recarga artificial) en futuros modelos de estado transitorio. Sin embargo, determinar el balance hídrico medio en régimen natural no es trivial y requiere un análisis de un intervalo de tiempo suficientemente amplio que incluya varios ciclos climáticos secos y húmedos. Además, los modelos numéricos tridimensionales (3D) representan una herramienta mucho más poderosa que los modelos bidimensionales (2D) ya que permiten incluir los procesos de recarga y evaporación dentro de una geometría que reproduce fielmente la hidroestratigrafía de la cuenca en sus tres componentes espaciales. Esto permite cuantificar el balance hídrico total a escala de cuenca.

El contraste de densidad entre el agua de lluvia (agua dulce) y el agua evaporada (salmuera) da como resultado una zona de mezcla (interfaz salina) que representa el equilibrio dinámico de ambos fluidos miscibles y tiene una fuerte influencia en el flujo de agua subterránea (Marazuela et al., 2018) (Figura 1). Hasta la fecha, solo se han publicado modelos 2D de la zona de mezcla en manuscritos científicos (Duffy y Al-Hassan, 1988; Ventilador et al., 1997; Holzbecher, 2005; Marazuela et al., 2018; Tejada et al., 2003; Vázquez et al., 2013; Wooding et al., 1997). Hasta donde sabemos, no existen modelos numéricos 3D que integren la compleja interacción recarga-evaporación dentro de un salar. Además, no se han realizado estudios detallados que den una respuesta numérica a escala regional al papel que juega la zona de mezcla y sus lagos en un sistema de salinas. La razón principal de esta falta de estudios específicos es probablemente el alto costo computacional y la ausencia de metodologías para considerar los efectos de las variaciones de densidad. En el caso de la SdA, los modelos regionales han despreciado los efectos de la densidad sobre el caudal (Anderson et al., 2002; Muñoz-Pardo et al., 2004), a pesar de los grandes contrastes de densidad ($1 \text{ a } 1,23 \text{ kg} \cdot \text{L}^{-1}$). Para superar este problema, Marazuela et al. (2018) propuso una metodología basada en la corrección de cabezas de agua dulce y mixta por variaciones de densidad en salares. Este método permite reproducir los flujos verticales que se producen en la zona de mezcla a un bajo coste computacional.

El objetivo de este estudio es caracterizar el comportamiento hidrogeológico del SdA y cuantificar su complejo balance hídrico, previo a la explotación de la salmuera, para establecer una referencia para los estudios de salares. Para alcanzar el objetivo, en primer lugar, se define y cuantifica el modelo hidrogeológico conceptual del sistema para posteriormente proceder a su modelado numérico 3D, que permite validar el balance hídrico estimado y determinar sus incertidumbres. La reciente metodología propuesta por Marazuela et al. (2018) para el modelado numérico 3D de salinas que se basa en el mapeo 3D de la interfase salina. Esto conduce a una discusión sobre la recarga y la hidrodinámica de las cuencas de los salares, y cómo la cuenca SdA puede servir como referencia para la conceptualización hidrogeológica de otras cuencas de salares y su modelado numérico 3D.

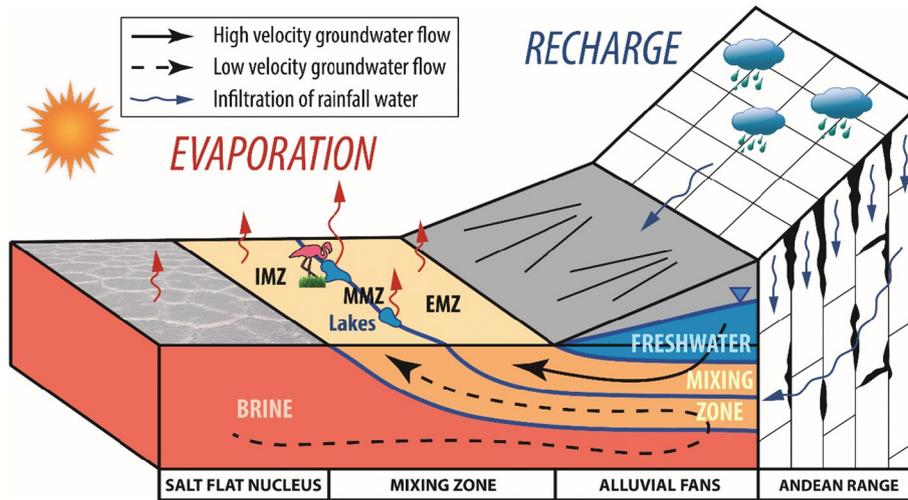


Figura 1. Hidrodinámica de la zona de mezcla. IMZ - zona de mezcla interna; MMZ - zona de mezcla intermedia; EMZ - zona de mezcla externa. Modificado de Marazuela et al. (2018).

2. Materiales y métodos

La metodología seguida en este trabajo mezcla técnicas experimentales y de modelización numérica. En primer lugar, se realiza una síntesis de los

La ubicación de SdA y su hidrodinámica regional, especialmente de su interfase salina que fue estudiada previamente por Marazuela et al. (2018), y que sirve de base para la corrección de cabezas hidráulicas por variaciones de densidad aplicada en el modelo 3D del presente trabajo. En segundo lugar, el

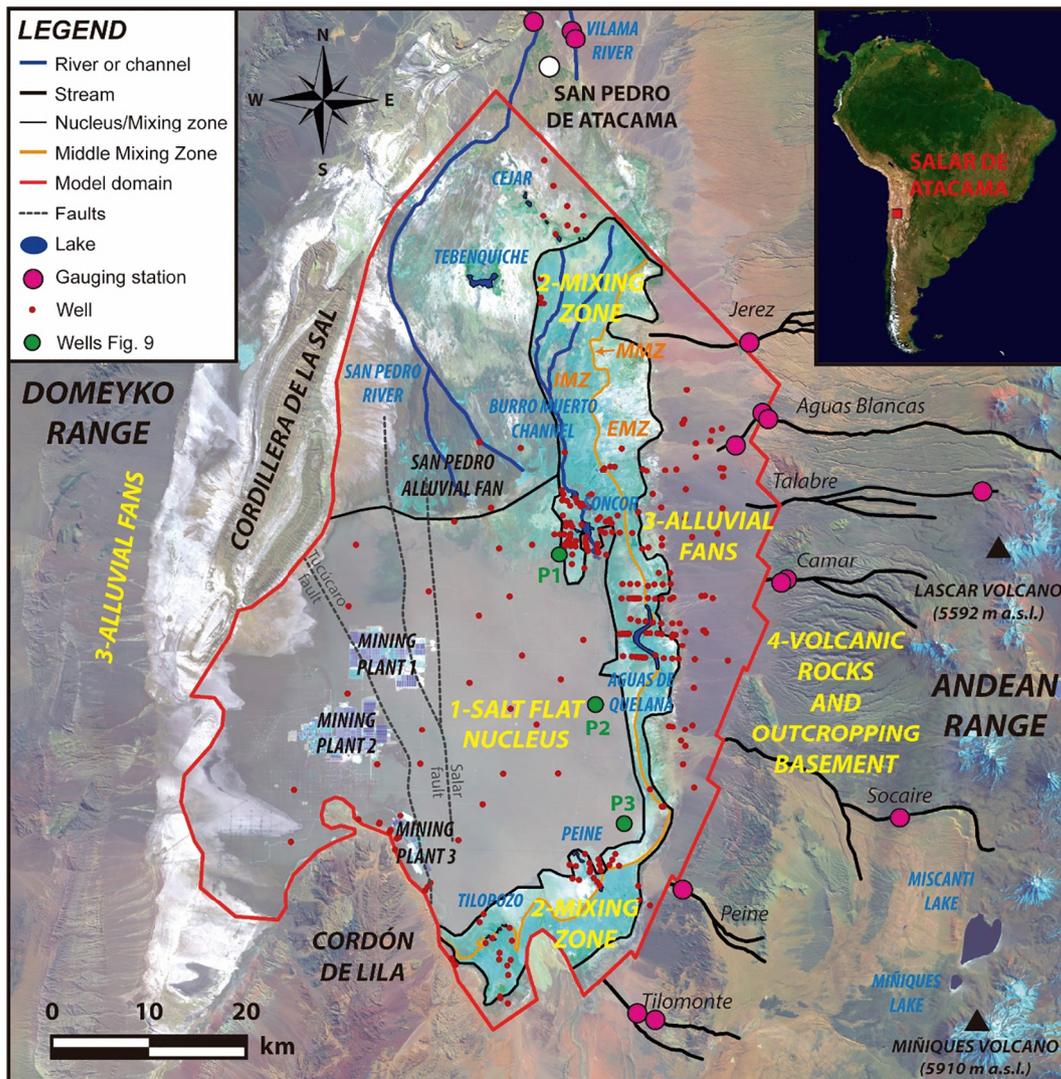


Figura 2. Ubicación de la SdA (LANDSAT 8, 27 de septiembre de 2016). Las tres subzonas de la zona de mezcla se muestran en letras naranjas (interna, IMZ, media, MMZ y externa, EMZ).

Se aborda la estratigrafía de la SdA enfocada a definir la geometría del modelo numérico 3D. En tercer lugar, se aborda la obtención de datos experimentales como datos de precipitación y evaporación, así como la recopilación de valores isotópicos que se incluyen en la discusión sobre la recarga de la cuenca. En cuarto lugar, se definen las estrategias de modelado que se proponen para el modelado de salinas y que pueden ser aplicadas en el futuro a otros sistemas análogos. En quinto lugar, se describen todas las características del modelo numérico 3D y la calibración.

2.1. Área de estudio

La cuenca SdA, de forma alargada de norte a sur, se encuentra entre los 23° y 24° de latitud S y los 68° y 69° de longitud O (Figura 2). Al este, está encerrado por la cadena principal de la Cordillera de los Andes (norte 5500 m snm, metros sobre el nivel del mar), mientras que al oeste se encuentra una cadena montañosa secundaria denominada Cordillera de Domeyko. El salar, incluida la zona de mezcla, abarca 3000 km², y tiene aproximadamente 100 km de largo y 50 km de ancho.

Se pueden identificar cuatro zonas geomorfológicas desde el depocentro hasta la cuenca de la siguiente manera: (1) núcleo salar; (2) zona de mezcla; (3) abanicos aluviales; y (4) rocas volcánicas y de basamento (higos. 1 y 2). El núcleo del salar está compuesto principalmente por halita y tiene una elevación de aproximadamente 2300 m snm, cuya topografía presenta un alto nivel de rugosidad debido a la evaporación y aguas superficiales efímeras. La zona de mezcla comprende calcita, yeso y halita (Boschetti et al., 2007; Pueyo et al., 2017; Vásquez et al., 2013). Los abanicos aluviales y particularmente la roca volcánica y de basamento alcanzan la mayor altura y constituyen la principal zona de recarga de la cuenca.

La red hidrográfica es bastante escasa y consta de dos ríos, algunos arroyos y lagos; la mayoría de los lagos están en la zona de mezcla. Los principales afluentes son los ríos San Pedro y Vilama, que nacen al norte de la cuenca. Los arroyos descienden de las montañas más altas para desaparecer por infiltración en los abanicos aluviales altamente permeables. Los lagos se agrupan en cuatro sistemas, a saber, Soncor, que es alimentado por el canal Burro Muerto, Aguas de Quelana, Peine y Tilopozo (Figura 2). Además, se pueden distinguir las lagunas Tebinquiche y Cejar en la parte norte del abanico aluvial de San Pedro. Los lagos tienen una extensión de no más de varias hectáreas.

La explotación de la salmuera se realiza en tres plantas constituidas por balsas de evaporación, donde se transporta la salmuera bombeada. Los pozos de bombeo asociados a la planta minera 1, de la empresa Albermale, se iniciaron en 1984, mientras que los asociados a las plantas mineras 2 y 3, de la empresa Sociedad Química y Minera de Chile (SQM), se iniciaron en 1994 y 1996, respectivamente.

2.2. Hidrogeología de la interfase salina (zona de mezcla)

El contraste de densidad entre el agua de lluvia recargada (agua dulce) y el agua evaporada (salmuera) da como resultado una zona de mezcla (interfaz salina) que representa el equilibrio dinámico de ambos fluidos miscibles y tiene una fuerte influencia en el flujo de agua subterránea (Marazuela et al., 2018) (Figura 1). La salmuera que se evapora en el núcleo del salar se hunde por gravedad. El hundimiento del fluido más denso provoca el ascenso del fluido menos denso. En el lado de agua dulce de la zona de mezcla, el agua subterránea que se origina en el área de recarga (montañas) es forzada a subir a la superficie por la zona de mezcla debido a su menor salinidad. En el lado de la salmuera de la zona de mezcla, la salmuera también sube a la superficie y es empujada por una celda de convección que es similar al proceso de intrusión de agua de mar en los acuíferos costeros (Post y Werner, 2017; Werner et al., 2013). A través de este mecanismo, la descarga principal ocurre en la zona de mezcla de agua dulce y salmuera, donde pueden aparecer algunos lagos, y el nivel freático está muy cerca de la superficie, lo que resulta en tasas de evaporación más altas (Cornellá et al., 2009; Tejada et al., 2003).

Marazuela et al. (2018) diferenciamos tres zonas dentro de la zona de mezcla en función de sus características hidráulicas: la zona de mezcla interna (IMZ) corresponde al agua mezclada que es empujada por el

La celda de convección marginal del núcleo y la zona de mezcla media (MMZ) y la zona de mezcla externa (EMZ) se caracterizan por un flujo de fluido ascendente desde las montañas, con velocidades de flujo altas y medias, respectivamente (Figura 1). Esta zonificación también es evidente en la superficie, y los lagos y humedales correspondientes se encuentran en la MMZ (Figura 2). La Reserva Nacional Los Flamencos ocupa la zona de mezcla del noreste y el este asociada con el flujo de agua subterránea ascendente que proporciona el agua a los lagos y humedales.

2.3. Estratigrafía del Salar de Atacama

Según los datos litológicos de más de mil núcleos (IDEA-CSIC, 2017; XTERRAE, 2011), con longitudes que oscilaron entre 100 m y 200 m, se pueden distinguir seis unidades estratigráficas en el núcleo del salar de la siguiente manera: (1) Unidad A (Halita superior); (2) Unidad AB (yeso superior con carbonatos); (3) Unidad B (Halita intermedia); (4) Unidad C (yesos intermedios); (5) Unidad D (Halita inferior); y (6) Unidad E (Arcillas) (Fig. 3). Las tres unidades hidrogeológicas superiores son de suma importancia para los recursos minerales y la sostenibilidad ecológica, y estas unidades se consideran el sistema hidrológico principal. Estas capas constituyen el área más permeable del salar, el dominio de explotación mineral, e interactúan directamente con los lagos de la zona de mezcla. Las unidades C, D y E no juegan ningún papel hidrológico importante debido a su menor permeabilidad.

Además, la estratigrafía del SdA se ha visto seriamente afectada por la tectónica sinsedimentaria, particularmente por la falla del Salar (Arriagada et al., 2006; Jordán et al., 2007; Mpodozis et al., 2005) pero también ligeramente por la falla de Tucúcaro (ver su ubicación en Figura 2). Como consecuencia, el espesor de las unidades hidroestratigráficas se ha visto afectado y varía de 50 a 250 m en el lado occidental de la falla Salar a 400–500 m en el lado oriental.

La unidad A o acuífero A comprende halita pura con sedimentos y yeso. Su porosidad es mayor que las unidades subyacentes. Los sedimentos son arcillas, limos y arenas de color marrón a rojo. Esta unidad se encuentra afectada por la falla Salar; así, en la parte occidental tiene un espesor entre 14 y 20 m, mientras que en la parte oriental su espesor oscila entre 25 y 40 m.

La unidad AB o acuitardo AB corresponde a un grupo de litologías que presentan continuidad a través de cambios de facies laterales, con una gradación

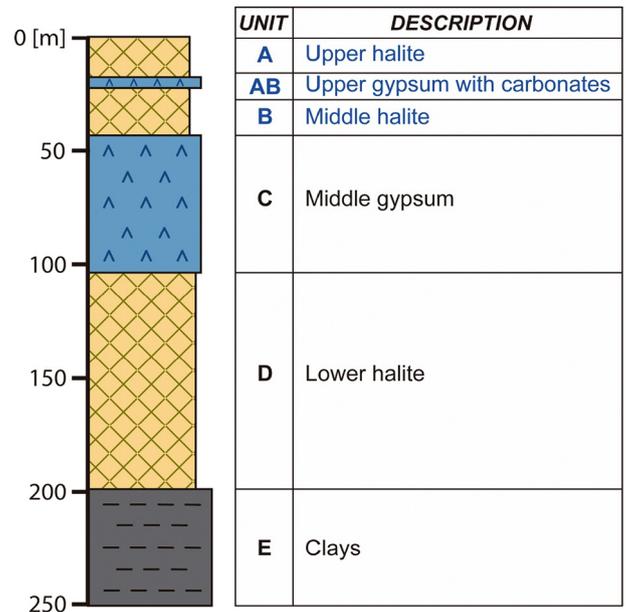


Fig. 3. Tipo perfil estratigráfico del núcleo del salar occidental. Las letras azules resaltan las principales unidades hidrogeológicas consideradas en el modelo numérico. (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

desde arcillas en las zonas marginales hasta yesos con carbonatos en el núcleo. El espesor oscila entre 0,2 m y 3 m, aunque en algunas zonas puede ser más grueso.

La unidad B o acuífero B comprende halita con sedimentos y yeso en la parte occidental. En la parte oriental, la unidad se compone principalmente de halita pura y lentes de materia orgánica y yeso. En la parte occidental, esta unidad tiene un espesor variable entre 20 m y 25 m, mientras que en la parte oriental, la unidad alcanza hasta 400 m de espesor.

2.4. Datos experimentales

Se realizó un análisis meteorológico desde enero de 1986 hasta diciembre de 2015. Este intervalo se consideró representativo para establecer el régimen natural promedio de la cuenca SdA ya que incluye varios ciclos húmedos y secos.

El estudio de precipitaciones se basó en los datos meteorológicos diarios que han sido recopilados por 14 estaciones meteorológicas desde la década de 1970 (ver su

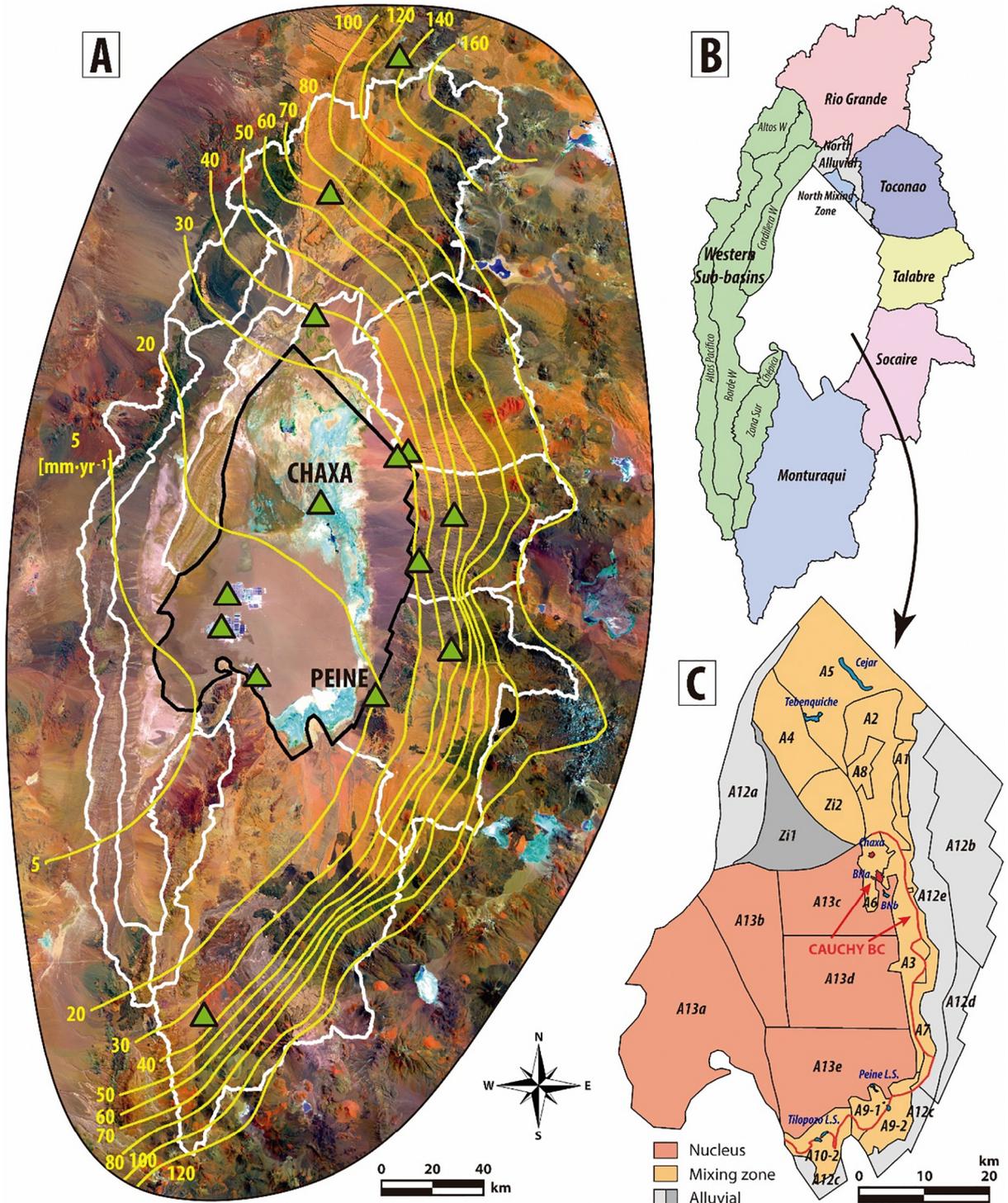


Figura 4.A) Mapa de isoyetas de la cuenca SdA. Las líneas blancas muestran la zonificación de la subcuenca y los triángulos verdes muestran las estaciones meteorológicas. B) Subcuencas de recarga regional. Los valores de cada subcuenca se enumeran en tabla 1. C) Zonas de recarga en la superficie del dominio del modelo. Los valores de cada subcuenca se enumeran en Tabla 2. (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

ubicación en [Figura 4A](#)). Se realizó una interpolación consistente con la topografía y los datos meteorológicos para los valores promedio de lluvia de la cuenca. La interpolación de estos datos meteorológicos permitió crear el mapa de isoyetas promedio de la SdA para el período 1986-2015 ([Figura 4A](#)). Los factores topográficos fueron el criterio dominante para esta interpolación. Estos valores estimados pueden tener una pequeña incertidumbre porque no todos los registros de las estaciones meteorológicas fueron continuos y completos, pero en general, la cantidad y distribución de los datos se consideró lo suficientemente buena.

Para cuantificar la recarga se discretizó la cuenca en 11 subcuencas y 30 zonas ([Figura 4](#)). La división de las subcuencas se realizó con base en características geomorfológicas, topográficas y cuencas hidrográficas. Cada una de estas subcuencas capta el agua que se recarga con las lluvias en la sierra y la traslada al salar. En el salar y alrededores, la definición de zonas se basó en las características del suelo. La recarga producida por la infiltración pluvial se estimó restando la detención –definida a continuación– del total de agua lluvia en cada evento de lluvia. Un evento de lluvia comprende la integración de las lluvias que ocurrieron en algunos días consecutivos, en su mayoría durante la temporada de verano. La detención es un término equivalente para la “abstracción inicial” definida en la metodología del Número de Curva de Escorrentía ([Mishra y Singh, 2003](#)) como el agua retenida por interceptación, detención superficial e infiltración al comienzo de una tormenta y que finalmente regresa a la atmósfera por evaporación. Este valor de detención se aplicó a cada evento. Además, δ anterior y δ_2 Los valores de H del agua subterránea del SdA se utilizaron para discutir la ubicación de su recarga ([Huerta-Vásquez, 2012](#); [Rissmann et al., 2015](#)).

Los datos de evaporación potencial se obtuvieron a partir de las medidas que se tomaron en las bandejas de evaporación o tanques evaporímetros instalados en las estaciones meteorológicas. Además, varios lisímetros recogieron datos de evaporación del nivel freático de la zona de mezcla oriental. La profundidad del nivel freático fue el factor más crítico en la tasa de evaporación en el SdA. Los valores de profundidad del nivel freático se obtuvieron de informes antiguos y campañas de campo ([IDEA-CSIC, 2017](#); [Marazuela et al., 2018](#)). Para considerar la profundidad del nivel freático, la metodología de [Felipe \(1957\)](#) se utilizó. Este método correlaciona el valor de evaporación que se mide en la superficie con la profundidad del nivel freático a través de un ajuste exponencial. La diferencia de tasa de evaporación causada por la concentración de soluto se incluyó directamente en las mediciones. Para cuantificar el caudal de evaporación, la zonificación de [Mardones \(1986\)](#) se utilizó como referencia. Esto fue ligeramente modificado considerando los nuevos datos y la disponibilidad de imágenes satelitales de alta resolución, mejoramos esta zonificación ([Figura 4C](#)).

Los caudales de los arroyos fueron monitoreados diariamente por 15 estaciones de aforo (ver su ubicación en [Figura 2](#)) durante la mayor parte del tiempo analizado. Los datos faltantes en la serie temporal se completaron con el caudal medio de cada arroyo y se unieron a los datos meteorológicos de las estaciones meteorológicas y los rangos de oscilación en los arroyos cercanos.

Los valores de referencia de conductividad hidráulica se establecieron considerando estudios previos y la interpretación de la prueba de bombeo y packer realizada en campo por SQM. En las últimas décadas se han realizado numerosos estudios científicos y técnicos para evaluar las propiedades hidráulicas del área de estudio ([IDEA-CSIC, 2017](#); [Muñoz-Pardo et al., 2004](#); [Río Chilex, 1997](#); [Rockwood-Litio, 2015](#)). Además, las pruebas hidráulicas, incluidas las pruebas de empaque, fueron realizadas por SQM y luego reinterpretadas por los autores para obtener valores de referencia. La zonificación del parámetro ([Figura 5](#)) se basó en características geológicas y resultados de pruebas de bombeo.

2.5. Criterios para el modelado 3D de la zona de mezcla de salinas

2.5.1. Condición de contorno doble para modelar la zona de mezcla

Entre las principales dificultades en el modelado de salinas está la presencia de una zona de mezcla de agua dulce y salmuera dentro del dominio modelado. En el caso similar de los acuíferos costeros ([Custodio y Bruggeman, 1987](#); [Ferguson y Gleeson, 2012](#); [Publicar et al., 2013](#); [Post y Werner, 2017](#);

[Werner et al., 2013](#)), la zona de mezcla suele utilizarse como límite exterior del modelo y se prescribe el nivel del mar. Sin embargo, no se ha propuesto una solución numérica para el modelado regional de la zona de mezcla de los salares. En los modelos numéricos 2D de salinas disponibles, casi los únicos realizados hasta la fecha, se han utilizado dos estrategias de modelado: (1) modelos de transporte reactivo teniendo en cuenta los procesos de evaporación y disolución-precipitación ([Hamann et al., 2015](#); [Vásquez et al., 2013](#)) y (2) simplificar las estrategias de modelado cuando las reacciones hidroquímicas no son el objetivo mediante el uso de cabeza hidráulica fija en la interfase salina ([Duffy y Al-Hassan, 1988](#); [Ventilador et al., 1997](#); [Marazuela et al., 2018](#); [Tejeda et al., 2003](#)).

En el presente trabajo, el flujo de salida de la zona de mezcla fue tratado por una doble condición de contorno (BC): (1) el flujo de salida principal fue considerado a través de la BC de Neumann que se impone en toda el área de la zona de mezcla superficial como en el núcleo del salar y (2) el resto del caudal de salida se consideró a través de Cauchy BC con la carga hidráulica fijada a lo largo de la MMZ. Esta metodología es válida siempre que la zona de mezcla no se vea afectada por bombos o fuertes perturbaciones. Esta opción para modelar la interfase salina se favorece por dos razones: el nivel freático es bastante constante a lo largo de toda la zona de mezcla que rodea el núcleo del salar, y esto permite cerrar el balance hídrico total con la componente del balance de mayor incertidumbre. Aunque la evaporación del núcleo del salar y especialmente la recarga de cada zona puede estimarse e introducirse en el modelo con gran precisión, el agua que se expulsa en la zona de mezcla puede ser más difícil de evaluar en el modelo conceptual debido a la complejidad de procesos que ocurren en esta área. En este enfoque, el balance puede cerrarse de forma fiable y ajustarse a la realidad si los demás cálculos de recarga y evaporación se han estimado correctamente. Además, el límite del modelo debe ubicarse lo suficientemente lejos de la zona de mezcla, siendo una elección eficiente el contacto entre los abanicos aluviales y el sótano, donde la permeabilidad se reduce notablemente. El agua que se expulsa en la zona de mezcla puede ser más difícil de evaluar en el modelo conceptual debido a los procesos complejos que ocurren en esta área. En este enfoque, el balance puede cerrarse de forma fiable y ajustarse a la realidad si los demás cálculos de recarga y evaporación se han estimado correctamente. Además, el límite del modelo debe ubicarse lo suficientemente lejos de la zona de mezcla, siendo una elección eficiente el contacto entre los abanicos aluviales y el sótano, donde la permeabilidad se reduce notablemente. El agua que se expulsa en la zona de mezcla puede ser más difícil de evaluar en el modelo conceptual debido a los procesos complejos que ocurren en esta área. En este enfoque, el balance puede cerrarse de forma fiable y ajustarse a la realidad si los demás cálculos de recarga y evaporación se han estimado correctamente. Además, el límite del modelo debe ubicarse lo suficientemente lejos de la zona de mezcla, siendo una elección eficiente el contacto entre los abanicos aluviales y el sótano, donde la permeabilidad se reduce notablemente.

2.5.2. Correcciones de cabeza hidráulica por variaciones de densidad

Debido a la presencia de dos fluidos miscibles de diferente densidad, es decir, agua dulce y salmuera, las cabezas hidráulicas que se refieren a cada uno de los fluidos no pueden co-modelarse a una densidad constante sin aplicar una corrección, ya que el flujo de agua subterránea resultante no sería representativo de la realidad ([Maas y Emke, 1989](#); [Oude-Essink, 2001](#); [Strack, 1976](#)). En los acuíferos costeros, donde el área de interés es el lado terrestre (lado de agua dulce), las cabezas de agua de mar pueden corregirse a cabezas de agua dulce ([Luszczynski, 1961](#); [Post et al., 2007](#)). No obstante, debido a que el núcleo del salar y su zona de mezcla son las áreas de mayor interés, [Marazuela et al. \(2018\)](#) propuso corregir las cabezas de agua dulce y mezclada a cabezas de salmuera. Esta metodología se basó en el mapeo 3D de la zona de mezcla regional del SdA, y allí se muestran detalladamente las ecuaciones para la corrección en cada tipo de pozo.

Así, los datos de carga hidráulica fueron corregidos por efectos de densidad variable siguiendo la metodología propuesta por [Marazuela et al. \(2018\)](#). Se aplicó una corrección de las cabezas de agua dulce y mezclada para compensar las variaciones de densidad, utilizando la densidad de la salmuera, 1,23 kg·L⁻¹, como referencia. Así, la cabeza de agua de los puntos de observación en el núcleo del salar o muy cerca de él no requirió corrección alguna. Las cabezas hidráulicas que se midieron en la zona de mezcla generalmente requerían una pequeña compensación porque la interfase salina está muy cerca de la superficie. Las cabezas hidráulicas de los puntos de observación en las zonas aluvial y de recarga requirieron una mayor corrección debido a que la interfase es más profunda. La profundidad de cribado y la estratigrafía local se analizaron lo más minuciosamente posible para cada pozo.

El resultado de esta corrección de la cabeza hidráulica es la existencia de una cabeza de agua mínima regional en la zona de mezcla o cerca de ella. Si no se aplicara esta corrección a las cabezas hidráulicas, la cabeza piezométrica mínima se desplazaría a una posición más central dentro del núcleo del salar. Entonces, las vías de flujo cruzarían la zona de mezcla sin considerar los efectos de la densidad variable que impulsa un flujo ascendente en esta área y alimenta los ecosistemas del lago. Alternativamente, si el

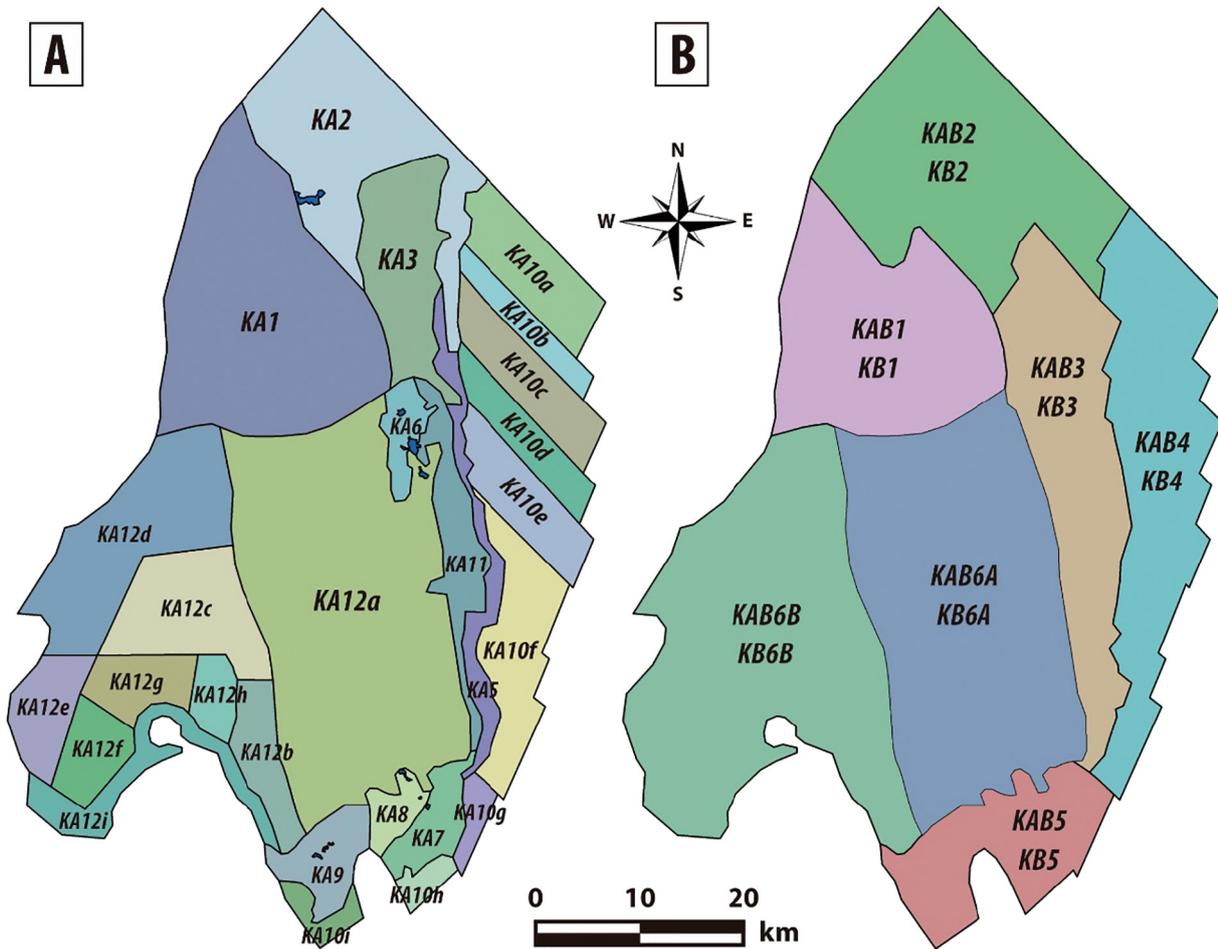


Figura 5.A) Zonificación de la conductividad hidráulica en el acuífero A (KA). B) Zonificación de la conductividad hidráulica en el acuitardo AB (KAB) y el acuífero B (KB). Los valores de conductividad hidráulica de cada zona se enumeran en la Tabla S1.

se aplica la corrección, se alcanza una altura piezométrica mínima en esta zona y se reproduce el flujo ascendente en la zona marginal a un bajo coste computacional.

2.6. Modelado numérico

2.6.1. configuración del modelo

Se construyó un modelo de estado estacionario para reproducir el nivel freático promedio del régimen natural de la SdA y para justificar el balance hídrico antes de la extracción intensiva de salmuera. La ecuación de flujo en estado estacionario se resolvió con el código FEFLOW (Diersch, 2014).

El dominio del modelo (ver ubicación Figura 2) abarcaba un área de 3303 km², que incluía el núcleo, la zona de mezcla y los abanicos aluviales, y sus límites se definieron sobre la base de las características hidrogeológicas. El límite norte correspondía a un lineamiento estructural del basamento, los límites este y sur representaban en gran parte el contacto de los abanicos aluviales o núcleo del salar con el basamento y las rocas volcánicas, y el límite oeste era el límite entre el núcleo y la Cordillera de la Sal.

Se utilizó un dominio 3D para modelar el flujo de agua subterránea regional del SdA porque se identificaron un componente vertical del flujo y una heterogeneidad vertical. Se consideraron las tres unidades hidrogeológicas superiores: la unidad A es un acuífero libre, la unidad AB es un acuitardo y la unidad B actuó como un acuífero semiconfinado. La geometría de las unidades hidrostratigráficas fue proporcionada por la correlación de núcleos y datos geofísicos (IDEA-CSIC, 2017). Figura 6 muestra la geometría y topografía de cada unidad geológica.

La malla de elementos finitos estuvo constituida por 168025 nodos que se dispusieron en 266340 elementos prismáticos triangulares de tamaño variable, y se distribuyeron en cuatro capas (Figura 7). El acuífero A y el acuitardo AB se representaron con una capa cada uno. El Acuífero B fue representado por dos capas de elementos finitos para suavizar la malla en el fuerte salto de la falla Salar. Como consecuencia, se desactivó la parte suroeste de la capa inferior. La cuadrícula fue refinada en las áreas de mayor interés, como la zona de mezcla y los lagos.

2.6.2. Condiciones de contorno (BC)

Los flujos de entrada (la recarga superficial, la recarga lateral de agua subterránea, los arroyos y el sistema del lago Soncor) y los flujos de salida (evaporación) del modelo se implementaron utilizando varios BC como se describe a continuación.

Se aplicó recarga superficial en cada zona del dominio a través de un Neumann BC (Figura 4C).

Se aplicó una condición de tasa de flujo fijo a la recarga de agua subterránea lateral ya los arroyos. La recarga lateral de cada subcuenca se aplicó a los nodos de la Unidad B, que representaron el flujo de agua subterránea que se origina de la recarga que ocurre fuera del dominio del modelo (Figura 4B). A la Unidad A se le aplicó únicamente las áreas Aluvial Norte y Zona de Mezcla Norte. Los caudales de los arroyos Jerez, Aguas Blancas, Talabre, Camar, Socaire, Peine y Tilomonte (sus ubicaciones se muestran en Figura 2) se fijaron en los nudos de la Unidad A, a excepción del arroyo Jerez. Los ríos San Pedro y Vilama y el arroyo Jerez se incluyeron en el valor de recarga lateral de las áreas Aluvial Norte y Zona de Mezcla Norte.

Un caso especial de recarga ocurrió en el complejo sistema lacustre de Soncor. Los datos históricos del nivel freático mostraron una constante inter-

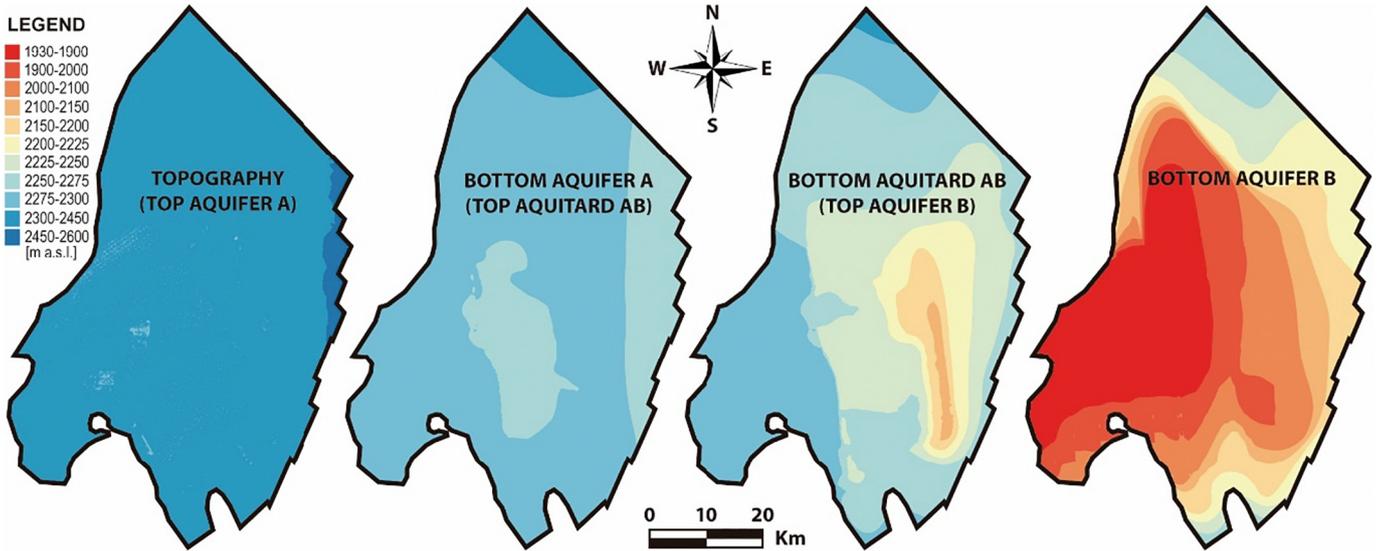


Figura 6. Geometría de cada una de las superficies geológicas que definen el acuífero A, el acuitardo AB y el acuífero B.

altura hidráulica anual de 2300 m snm (con oscilaciones de sólo $\pm 0,1$ m). Este valor fue elegido para ajustar (Cauchy BC) la carga hidráulica en el sistema lacustre de Soncor (Figura 4C).

La evaporación se trató con dos BC. Por un lado, para cada zona definida del núcleo del salar y de la zona de mezcla se impuso una tasa de evaporación. Por otro lado, parte de la evaporación que ocurre en la zona de mezcla estuvo representada por un Cauchy BC a lo largo de la MMZ (Figura 4C). La altura de agua fijada fue de 2299,9 m snm, que corresponde al valor promedio en la zona de mezcla, y fue bastante constante durante el tiempo considerado. El tramo norte de la zona de mezcla mapeada en Figura 2 no se tuvo en cuenta para el Cauchy BC (Figura 4C) porque sus cabezas hidráulicas cambiaron considerablemente con respecto

al núcleo y la zona de mezcla oriental. El flujo de salida de esta zona se consideró en el valor calibrado de la condición de contorno de Neumann.

2.6.3. Calibración del modelo

En la calibración se utilizó la media del valor de carga hidráulica de la serie histórica en cada punto de observación desde enero de 1986 hasta diciembre de 1994. Estos valores fueron corregidos por variaciones de densidad (ver Sección 2.5.2). Los datos más cercanos a la planta minera 3 (ver su ubicación en Figura 2) no fueron considerados porque ya estaban afectados por pequeños bombeos locales durante este período de tiempo. Además, las medidas de la carga hidráulica medidas desde enero de 1995 fueron

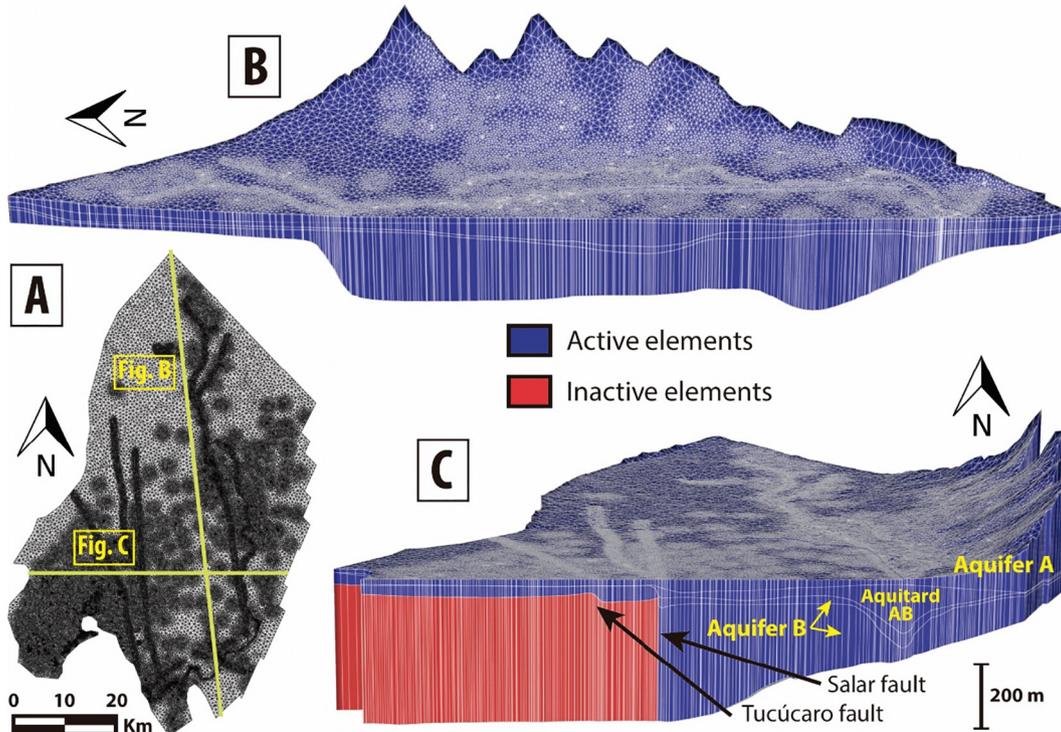


Figura 7. Malla tridimensional del modelo numérico. A) Vista superior de la malla. En amarillo está la sección transversal vertical de las Figs. B y C. B) Sección vertical Norte-Sur. C) Sección transversal vertical este-oeste. (Para la interpretación de las referencias al color en la leyenda de esta figura, se remite al lector a la versión web de este artículo).

incluidos sólo si no presentaban perturbaciones debidas a actividades mineras. Estos puntos de observación se encontraban principalmente en la zona de mezcla y abanicos aluviales, alejados del área de explotación minera, y contribuyeron a mejorar la calibración en las zonas donde no se disponía de datos anteriores a 1994. Así, en la calibración del modelo se utilizaron un total de 299 puntos de observación (Figura 2).

La recarga de agua subterránea lateral se calibró manualmente, mientras que las tasas de evaporación para cada zona y las conductividades hidráulicas (K_x , k_{yy} y k_z) fueron calibrados mediante modelado inverso de estado estacionario con el código de estimación de parámetros PEST (Doherty, 2015). El núcleo del motor PEST es el algoritmo de búsqueda GLMA, que optimiza iterativamente los parámetros del modelo para mejorar su ajuste a los datos observados.

3. Resultados

3.1. Comportamiento hidrogeológico

El SdA es una cuenca endorreica en la que las entradas corresponden a la recarga que se produce por la lluvia, y las salidas están representadas por la evaporación que se produce desde el núcleo del salar y particularmente en la zona de mezcla superficial (Figura 8).

La Cordillera de los Andes actúa como una barrera a la corriente fría de Humboldt de la costa del Pacífico. Por estar bajo una zona subtropical de alta presión, la SdA tiene un clima hiperárido, con baja precipitación (Bookhagen y Strecker, 2008; Garreaud et al., 2010; Hartley y Chong, 2002). La recarga principal se produce en el lado este de la cuenca, en el Altiplano, particularmente durante el verano austral cuando ocurren los principales eventos de lluvia y particularmente durante los años más húmedos de La Niña (ENOS). El agua que se recarga en las montañas llega principalmente al salar a través de corrientes subterráneas laterales. Cuando el agua subterránea lateral llega a la salmuera, asciende a la superficie forzada por la zona de mezcla, donde se produce una mezcla y un flujo dominados por procesos de convección. Solo una pequeña porción de la recarga ocurre a través de lluvias directas en el salar o a través de la infiltración de agua de ríos y arroyos.

A continuación se describen en detalle los resultados individualizados de recarga, evaporación, corrientes y parámetros hidráulicos que caracterizan la cuenca del SdA.

3.1.1. Recargar

El mapa de isoyetas resultante muestra que la precipitación en las tierras altas de la Cordillera de los Andes supera los 160 mm·año⁻¹, mientras que en el núcleo del salar la precipitación apenas alcanza los 10 mm·año⁻¹. La zona más occidental de la cuenca presenta valores de precipitación de 5 mm·año⁻¹. Por lo tanto, la cuenca del SdA exhibe valores de precipitación típicos de zonas hiperáridas, mientras que en las montañas, las tasas de precipitación son mucho más altas.

No existen trabajos experimentales que cuantifiquen los valores de la detención en la región de Atacama. El alto grado de fracturamiento de las ignimbritas y rocas volcánicas en las montañas (área de recarga) y la predominante composición de grano grueso de los abanicos aluviales da como resultado un escurrimiento superficial poco desarrollado y una infiltración muy alta. Además, la escasa vegetación también contribuye a que la evapotranspiración del suelo sea muy baja. Algunas observaciones directas en varios piezómetros del salar muestran que eventos de lluvia de 5 mm no producen ninguna respuesta en las alturas freáticas (Figura 9). Este valor fue seleccionado como representativo de la detención en el salar; también se extrapoló para toda la cuenca en ausencia de datos experimentales previos sobre la recarga en las montañas y se basó en los criterios anteriores (vegetación escasa y alto grado de fracturamiento). Luego de restar 5 mm a la lluvia, la detención estimada para las subcuencas fue entre 25% y 85% (tabla 1), y para las zonas del salar y alrededores, este valor fue del 35% (Tabla 2).

Por lo tanto, la precipitación promedio calculada en la cuenca SdA fue 23,5 metros³·s⁻¹, y la recarga (precipitación menos detención) a los acuíferos fue de 16,2 metros³·s⁻¹. El valor de la precipitación es bastante fiable y sólo está sometido a la pequeña incertidumbre de la técnica de interpolación. La estimación de recarga tiene una incertidumbre algo mayor debido a que la detención exacta es más difícil de cuantificar.

3.1.2. Evaporación

De acuerdo con los datos que se recolectaron en las diferentes estaciones meteorológicas, la temperatura media anual fue de 14 °C, con una máxima de 24 °C en febrero (verano) y una mínima de 4 °C en julio (invierno).

Las mediciones muestran una tasa de evaporación anual que oscila entre 1100 mm·año⁻¹ y 4500 mm·año⁻¹. La variación se atribuyó al comportamiento estacional de la evaporación potencial. Estas

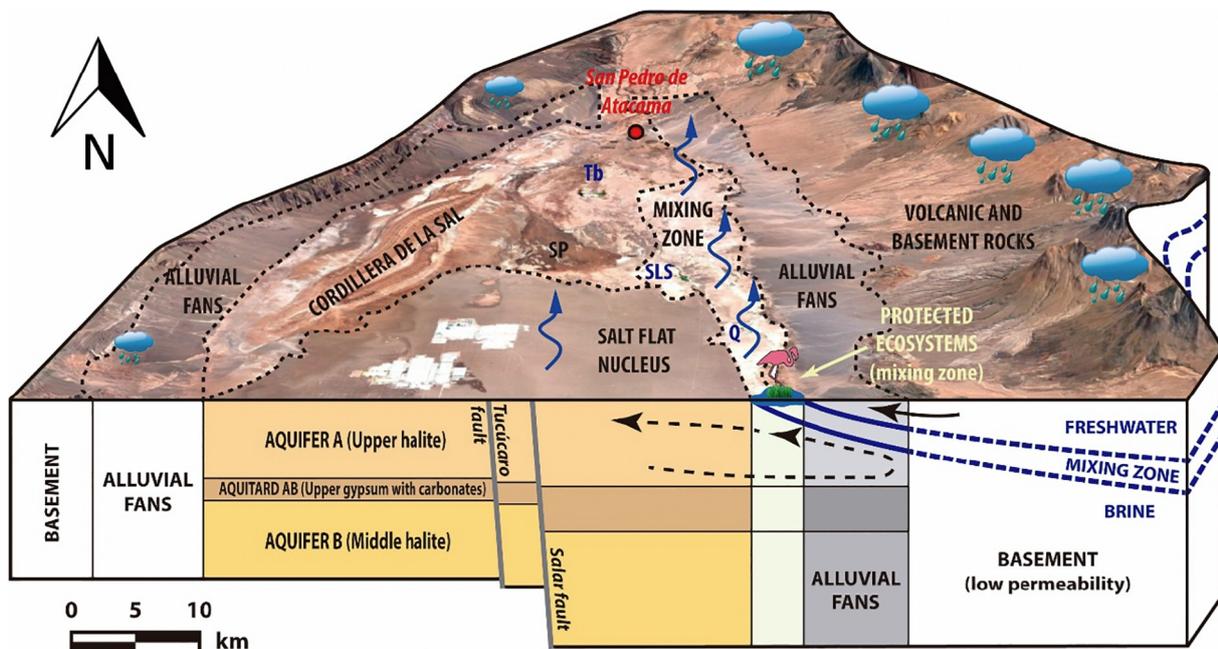


Figura 8. Comportamiento hidrogeológico de la cuenca SdA. Q es el lago Quelana, SLS es el sistema lacustre de Soncor, Tb es el lago Tebenquiche y SP es el abanico aluvial de San Pedro. Las líneas negras muestran el flujo de agua subterránea en la zona de mezcla. La escala vertical fue deformada para mostrar mejor las principales características hidrogeológicas.

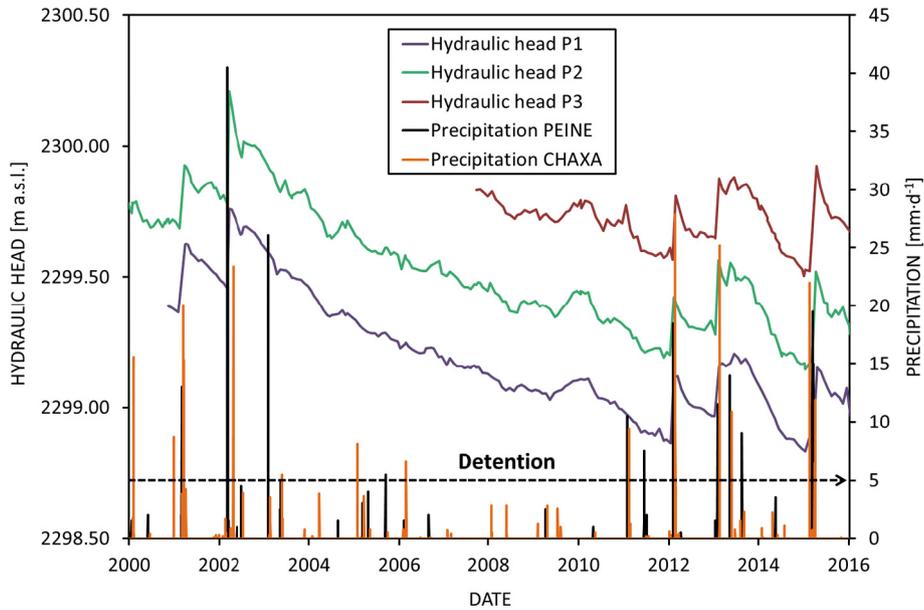


Figura 9. Datos de precipitación de las estaciones meteorológicas de Peine y Chaxa (ver sus ubicaciones en Figura 4A) y su efecto sobre las cargas hidráulicas de los puntos de observación P1, P2 y P3 (ver su ubicación en Figura 2). La línea negra discontinua muestra el valor promedio de detención.

los valores potenciales de evaporación disminuyen exponencialmente hasta desaparecer cuando el nivel freático alcanza profundidades entre 0,5 y 2 m.

Se despreció la evapotranspiración producida por la vegetación porque la superficie cubierta por la vegetación es 5%; tampoco es una cubierta continua y densa, lo que dificulta su predicción con los métodos tradicionales. Por tanto, teniendo en cuenta la profundidad del nivel freático e integrando las diferentes zonas de evaporación (Figura 4C), la descarga total de agua por evaporación en el área de estudio se estimó inicialmente en 16,0 m³s⁻¹. Este resultado es significativamente mayor que la descarga de 5,0 a 6,0 m³s⁻¹ obtenido por Mardones (1986), que se ha utilizado como referencia en muchos balances de masas de agua hasta ahora (Dirección General de Aguas, 2013, 2010, 1986). Sin embargo, utilizando las curvas exponenciales originales de Mardones y los datos de profundidad del agua subterránea obtenidos de informes y estudios antiguos, el caudal da como resultado 15,0 m³s⁻¹ (HARZA, 1978; Marazuela et al., 2018; Río Chilex, 1997), valor cercano al obtenido en el presente estudio.

3.1.3. Corrientes

La red de drenaje superficial se desarrolla desde el altiplano hasta el salar durante períodos de lluvias intermitentes. El agua que se origina de las precipitaciones en las montañas se desplaza cuesta abajo hasta desaparecer por infiltración en los abanicos aluviales. Estos drenajes se encuentran en las áreas norte y este de la cuenca. El valor promedio de cada flujo es

se muestra en la Tabla 3. Los mayores caudales se encuentran en los ríos San Pedro y Vilama, con valores medios de 0,72 m³s⁻¹ y 0,28 m³s⁻¹, respectivamente. El caudal de los arroyos orientales oscila entre 0,15 m³s⁻¹ y 0,01 m³s⁻¹.

3.1.4. Parámetros hidráulicos

Las evaporitas y los materiales detríticos cementados del núcleo del salar y de la zona de mezcla tienen una baja conductividad hidráulica. Sin embargo, la karstificación que se produce por disolución puede aumentar estos valores en varios órdenes de magnitud, lo que se traduce en canales subterráneos preferenciales (Bakalowicz, 2005). De manera simplificada, estos materiales pueden tratarse como un medio poroso equivalente discretizado (Scanlon et al., 2003). La prueba hidráulica realizada en el núcleo mostró transmisividades entre casi cero a 10.000 m²d⁻¹. En el caso de los abanicos aluviales, las pruebas hidráulicas arrojan valores de transmisividad a partir de 2000 m²d⁻¹ a 9000 m²d⁻¹. Los valores de conductividad hidráulica de referencia se muestran en la Tabla S1.

3.2. Dinámica del flujo de agua subterránea

El mapa de contorno de cabeza hidráulica que se obtuvo del modelo de estado estacionario natural se muestra en Figura 10. El ajuste de los datos de observación a los datos de simulación se expresa a través de la función objetivo (la

tabla 1

Valores de precipitación y recarga para cada subcuenca. Se muestran los valores estimados y calibrados para la recarga. Las ubicaciones de las subcuencas se muestran en Figura 4B.

subcuenca	Área [km ²]	Precipitación [mm-año ⁻¹]	Precipitación [m ³ s ⁻¹]	Detención [%]	Recarga estimada [m ³ s ⁻¹]	Recarga calibrada [m ³ s ⁻¹]
Río grande	2165	95	6.54	25	4.91	6.50
Toconao	1263	77	3.07	25	2.30	
Talabra	845	74	1.97	25	1.48	1.48
Socaire	1574	60	2.97	25	2.23	2.23
monturaqui	3378	44	4.68	25	3.51	2.15
Altos Pacífico	1093	9	0.30	85	0.05	0.31
Altos W	354	37	0.41	85	0.06	
Borde W	1575	13	0.66	85	0.10	
Cordillera O	515	24	0.40	85	0.06	
Chépica	91	6	0.02	85	0.01	
Zona Sur	521	9	0.15	85	0.02	0.31
aluvial del norte	279	35	0.31	35	0.20	0.25
Zona de Mezcla Norte	83	30	0.08	35	0.05	

Tabla 2

Valores de precipitación, recarga y evaporación para cada zona del dominio del modelo. Las ubicaciones de las zonas de recarga se muestran en Figura 4C.

Zona	subzona	Área [km ²]	Precipitación [mm·año ⁻¹]	Precipitación [m ³ ·s ⁻¹]	Detención [%]	Recarga [m ³ ·s ⁻¹]	Evaporación [mm·año ⁻¹]		Evaporación [metros·s ⁻¹]	
							Inicial	Calibrado	Inicial	Calibrado
zona aluvial	A12a	162	23	0.12	35	0.08	1	1	0.01	0.01
	A12b	274	24	0.21	35	0.14	0	0	0.00	0.00
	A12c	61	decales	0.03	35	0.02	0	0	0.00	0.00
	A12d	57	23	0.04	35	0.03	0	0	0.00	0.00
	A12e	202	22	0.14	35	0.09	1	1	0.01	0.01
zona de mezcla	A1	21	24	0.02	35	0.01	97	113	0.06	0.07
	A2	127	25	0.10	35	0.07	1066	825	4.31	3.33
	A3	90	21	0.06	35	0.04	744	213	2.12	0.61
	A4	114	25	0.09	35	0.06	97	113	0.35	0.41
	A5	268	28	0.23	35	0.15	97	112	0.82	0.96
	A6	34	22	0.02	35	0.02	1066	514	1.16	0.56
	A7	71	21	0.05	35	0.03	97	764	0.22	1.72
	A8	25	25	0.02	35	0.01	1066	952	0.83	0.75
	A9-1	29	14	0.01	35	0.01	1355	174	1.27	0.16
	A9-2	51	decales	0.03	35	0.02	1066	411	1.73	0.67
	A10-2	63	11	0.02	35	0.01	744	172	1.49	0.35
	BNa	1	21	0.00	35	0.00	2190	2190	0.09	0.09
	BNb	1	21	0.00	35	0.00	2190	2190	0.03	0.03
	Chaxa	1	22	0.00	35	0.00	2190	2190	0.02	0.02
	Tebenquiche	2	26	0.00	35	0.00	2190	2190	0.14	0.14
céjar	1	26	0.00	35	0.00	2190	2190	0.02	0.02	
Peine	1	decales	0.00	35	0.00	2190	2190	0.05	0.05	
Tilopozo	1	11	0.00	35	0.00	2190	2190	0.03	0.03	
Núcleo de salina	A13a	507	8	0.13	35	0.09	20	20	0.33	0.33
	A13b	210	decales	0.11	35	0.07	20	20	0.14	0.14
	A13c	178	20	0.11	35	0.07	20	20	0.11	0.11
	A13d	260	18	0.14	35	0.09	20	20	0.17	0.17
	A13e	273	14	0.12	35	0.08	20	20	0.18	0.18
	Zi1	140	22	0.10	35	0.06	0	7	0.00	0.03
	Zi2	78	23	0.06	35	0.04	2	8	0.01	0.02

suma ponderada de los cuadrados de los residuos entre las observaciones y los resultados de la simulación). Los resultados de la calibración de la cabeza hidráulica se muestran en Figura 11, y los valores de recarga lateral, recarga superficial y conductividad hidráulica obtenidos se muestran en Tablas 1, 2y S1, respectivamente. Los resultados muestran un ajuste muy preciso de los datos con un error promedio de 0,48 m y una raíz cuadrática media y una desviación estándar de 0,64 m. Los errores del modelo no están concentrados espacialmente, lo que indica que la calibración es precisa para todas las zonas del modelo.

El nivel freático resultante es representativo del clima medio en régimen natural. Por lo tanto, este es el nivel freático alrededor del cual oscila la carga hidráulica debido a perturbaciones naturales (p. ej., eventos de lluvia o ciclos de evaporación).

Los gradientes hidráulicos hacen que el flujo converja desde las montañas hacia la zona de mezcla y hacia el este y sureste del núcleo del salar. Se identifican mayores gradientes hidráulicos en las zonas norte, este y sureste, lo que coincide con las principales subcuencas laterales de recarga. Los menores gradientes hidráulicos se presentan en el núcleo del salar debido a la baja pluviometría, topografía plana y

Conductividades hidráulicas altas. Las características específicas de cada zona definidas en Figura 10y se describen a continuación.

En el sector noroeste del dominio (Zona 1 de Figura 10), el agua subterránea fluye de noreste a suroeste en su zona más al norte, lo que da paso a un flujo de norte a sur y finalmente a un flujo de noroeste a sureste en el abanico aluvial de San Pedro. Las cabezas hidráulicas oscilan entre los 2340 m snm en el norte y hasta los 2300 m snm cerca del núcleo. De particular importancia son los lagos Tebinquiche y Cejar (sus ubicaciones se muestran en Figura 2) que constituyen las cabezas piezométricas mínimas relativas y actúan como zonas locales de descarga por evaporación.

En el sector nororiental (Zona 2), las aguas subterráneas fluyen de noreste a suroeste. El flujo sigue en gran medida la geometría de los abanicos aluviales hasta su final en la zona de mezcla, donde las cabezas hidráulicas son de aproximadamente 2300 m snm. La Zona 3 es la extensión hacia el sur de la tendencia que se describe en la Zona 2 donde el flujo de agua subterránea se mueve en dirección este-oeste, desde la Cordillera de los Andes hasta la zona de mezcla (Zona 6).

La zona 4 corresponde a la descarga del acuífero Monturaquí (Anderson et al., 2002; Boutt et al., 2016; Rissmann et al., 2015). Muestra gradientes hidráulicos más pronunciados que en áreas cercanas, con dirección de flujo SE-NW y cabezas de agua que van desde los 2316 m snm hasta los 2300 m snm

Un sector de especial interés por su ubicación hidrogeológica y ecología es el sistema lacustre de Soncor (Zona 5). Esta zona se caracteriza por cabezas de agua de aproximadamente 2300 m snm Aunque gran parte del agua se evapora, otra parte se infiltra en el acuífero A.

La altura mínima de agua regional se ubica en la zona de mezcla o en la parte este y sureste del núcleo del salar, cerca de la zona de mezcla (Zona 6). Un flujo ascendente de agua dulce desde el lado este descarga la zona de mezcla, como muestran los gradientes hidráulicos verticales en Figura 12. Además, la salmuera del núcleo también sigue

Tabla 3

Ubicación (Coordenadas en Universal Transverse Mercator, UTM) y caudal de cada quebrada.

río o arroyo	UTM este	UTM norte	Caudal [m ³ ·s ⁻¹]
río san pedro	582,083	7,475,499	0.72
Río Vilama	583,595	7,470,601	0.28
Arroyo de Jerez	602,845	7,435,114	0.06
Arroyo Aguas Blancas	600,733	7,425,563	0.09
Arroyo Talabre	623,250	7,420,102	0.01
Camar	606,284	7,411,161	0.01
Arroyo Socaire	617,452	7,387,854	0.15
Arroyo Peine	596,005	7,380,506	0.01
Arroyo Tilomonte	590,688	7,368,361	0.04

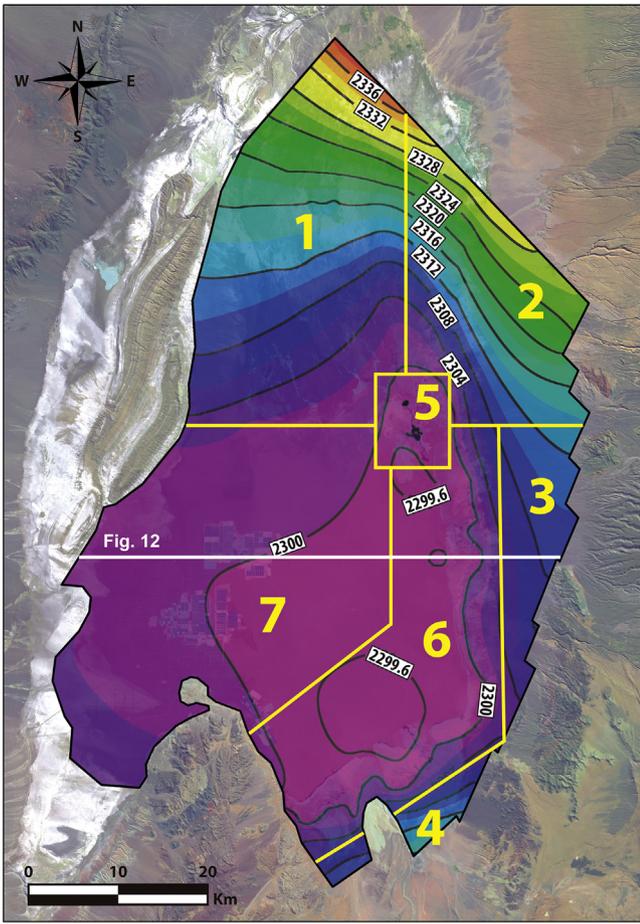


Figura 10. Mapa de cargas hidráulicas del acuífero A que resulta del modelo numérico.

un caudal ascendente en esta zona aunque con mucho menor gradiente hidráulico.

El núcleo de la SdA (Zona 7) se caracteriza por gradientes hidráulicos muy bajos, ya que en un área de aproximadamente 1360 km², la diferencia entre las alturas hidráulicas máxima y mínima es de apenas 4 m. los

la parte occidental del núcleo presenta pendientes algo mayores que la parte oriental, particularmente en el sector suroeste. El agua subterránea fluye de suroeste a noreste en el sector occidental. Una vez que las líneas de trayectoria de flujo alcanzan la parte este del núcleo, continúan girando hacia el sureste, donde se alcanza la cabeza de agua mínima regional.

3.3. Balance de agua

Se cuantificó el balance hídrico del sistema a través del modelo numérico en 14.9 m³·s⁻¹ tanto para las entradas como para las salidas de la cuenca del SdA, lo que deja el saldo neto igual a cero (Figura 13).

La recarga total comprendía la recarga lateral de las subcuencas periféricas (87,2 %), la recarga superficial producida por el agua de lluvia en el dominio modelado (8,6 %), los arroyos (2,2 %) y el agua que regresaba al acuífero superior a través de la infiltración del lago Soncor. sistema (2,0%).

La recarga lateral total de las subcuencas periféricas fue 13,0 metros³·s⁻¹. La principal recarga lateral del dominio modelado fue producida por la zona norte que comprende las subcuencas Río Grande y Toconao, seguida por las subcuencas del Socaire, Monturaqui y Talabre; la menor cantidad de agua fue proporcionada por las subcuencas occidentales. Por lo tanto, la recarga principal se produjo en las partes norte, este y sureste del sistema, con muy poca recarga lateral de la sección occidental porque las alturas de las montañas occidentales son mucho más pequeñas y, por lo tanto, las montañas reciben menos precipitación.

La lluvia directa en el área modelada fue mucho menor que en las subcuencas periféricas debido a su topografía más baja. Sin embargo, la cantidad de agua que se recargó no fue despreciable y llegó a 1,3 m³·s⁻¹. Los arroyos de las zonas fuera del dominio también hicieron una pequeña contribución al sistema, con un total de 0,3 m³·s⁻¹.

Un componente de particular interés en la hidrodinámica del sistema es el sistema lacustre de Soncor. Recogía agua de la zona de mezcla. Todos estos aportes de agua convergían en el canal Burro Muerto y luego llegaban a las diferentes lagunas de Soncor. El sistema superficial termina por desbordarse al sur del lago Barros Negros (el lago más grande de Soncor) y constituyó un retorno de agua de 0,3 m³·s⁻¹ al acuífero A.

Las salidas del sistema se produjeron íntegramente por evaporación, con un total de 14,9 m³·s⁻¹. El núcleo del salar evaporó 0,9 m³·s⁻¹, mientras que la zona de mezcla evaporó un total de 14,0 m³·s⁻¹.

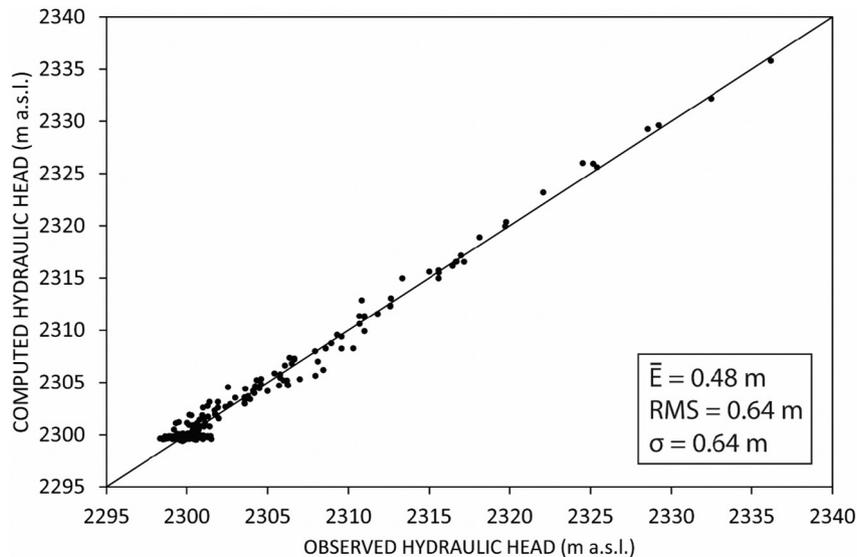


Figura 11. Resultados de la calibración del modelo numérico. Se muestran el error promedio (E), la raíz cuadrada media (RMS) y la desviación estándar (σ).

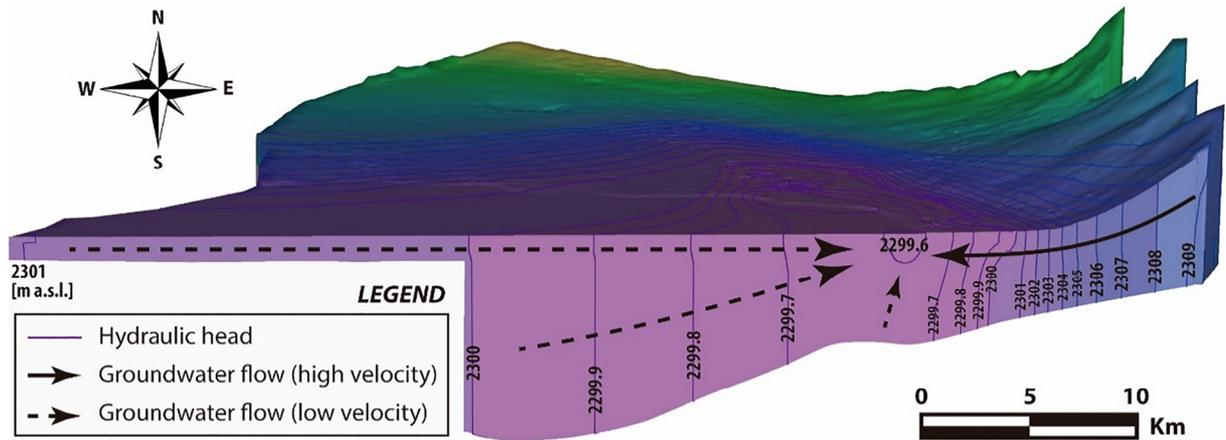


Figura 12. Mapa de contorno de cabeza hidráulica tridimensional de la sección transversal vertical que se muestra en Figura 10. Las líneas negras muestran el flujo de agua dulce a alta velocidad y las líneas negras discontinuas muestran el flujo de salmuera a baja velocidad.

Una parte del agua que se evaporó en la zona de mezcla corresponde a la que se produjo a través del Neumann BC en superficie ($9,7 \text{ m}^3\text{-s}^{-1}$), y otra parte corresponde al agua que se producía a través del CB Cauchy en la MMZ ($4,3 \text{ m}^3\text{-s}^{-1}$). Los pequeños insumos que fueron producidos localmente por el Cauchy BC son insignificantes.

4. Discusión

Como toda cuenca endorreica, el nivel freático del SdA en régimen natural es el resultado del equilibrio entre las entradas que se dan principalmente en la sierra y las salidas que se dan en la zona de mezcla y en el núcleo salar por evaporación. La recarga de la cuenca ocurre principalmente en las partes norte, este y sureste de la cuenca donde se alcanza la topografía más alta. No se consideraron entradas de agua externas desde fuera de la cuenca. El nivel freático se caracterizó por fuertes gradientes hidráulicos en las zonas de mayor topografía y bajos gradientes hidráulicos en el salar (Figura 10). Como consecuencia de la topografía y las características geológicas, el nivel freático resultante evidencia una asimetría

respecto al eje norte-sur. La altura hidráulica mínima se encuentra en la zona de mezcla o en la parte este del núcleo.

Los principales flujos verticales de agua subterránea que resultan del modelo numérico 3D ocurren en la zona de mezcla o en la zona más al este del núcleo, cerca de la zona de mezcla donde se encuentra la cabeza hidráulica inferior (figos. 10 y 12). La ubicación del mínimo piezométrico regional en el sector este y sureste del núcleo, que se encontraba cerca de la zona de mezcla pero no siempre en la propia zona de mezcla, puede deberse a la evaporación que se produce en el núcleo del salar bajo sus condiciones naturales. régimen. El agua que llega a la zona de mezcla desde las montañas se evapora en gran parte en los lagos de la zona de mezcla o directamente del nivel freático que es muy poco profundo en esta área (b1 m de profundidad). Por lo tanto, la zona de mezcla oriental constituye la principal salida del sistema. Otra parte de esta agua ascendente se mezcla con la salmuera y llega al núcleo debido a la celda de convección. Este patrón de flujo es consistente con el aumento de densidades en el núcleo de la zona este ($1.18\text{--}1.20 \text{ kg}\cdot\text{L}^{-1}$) a la zona centro-oeste ($1.23 \text{ kg}\cdot\text{L}^{-1}$). Esta consistencia indica que el flujo regional que es controlado por la densidad variable del fluido fue reproducido satisfactoriamente a un

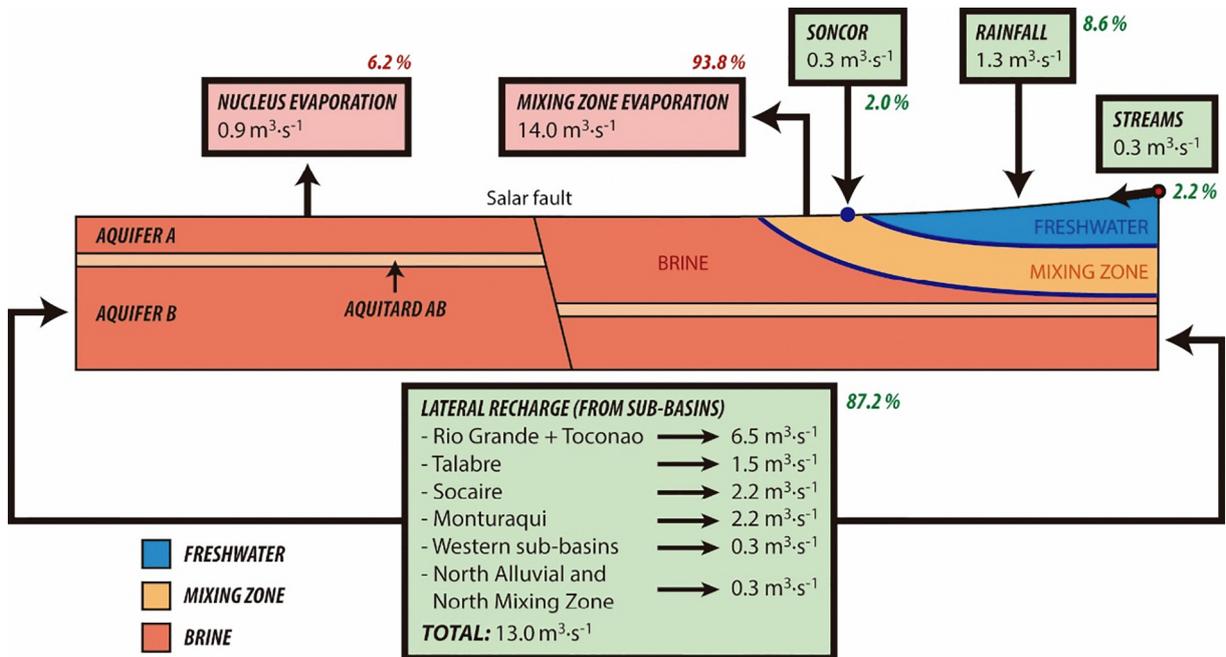


Figura 13. Balance hídrico que resulta del modelo numérico 3D.

densidad constante, lo que valida la metodología propuesta por Marazuela et al. (2018) para el modelado numérico de salares con bajo esfuerzo computacional. El caudal de salida producido por la zona de mezcla alcanzó los 14,0 m³s⁻¹ lo que equivale al 93,8% de las salidas totales del balance hídrico. Sólo el 6,2% del vertido se produjo por el núcleo de salinas en régimen natural.

En la zona de mezcla nororiental, la presencia de planos verticales de fracturamiento favorece el afloramiento de aguas subterráneas (Marazuela et al., 2018). Esta agua que nace en la zona de mezcla nororiental es canalizada en parte por el cauce Burro Muerto y desemboca en el sistema lacustre de Soncor, lo que no solo favorece la evaporación de las aguas superficiales sino que genera un reingreso de agua al acuífero por desbordamiento y infiltración. Sin embargo, esta zona de mezcla no se reflejó en el margen occidental debido a que la presencia de la Cordillera de la Sal, formada por rocas salinas, produce enriquecimiento en sales. Por tanto, este enriquecimiento provoca un aumento paulatino de la densidad de la pequeña cantidad de agua (menor topografía) que se recarga en el sector occidental de la cuenca. Como consecuencia, la zona de mezcla estaba mucho más al oeste del salar y posiblemente mucho más gradual.

La casi ausencia de gradientes de carga hidráulica en el núcleo del salar, sumado a la presencia de la interfase salina que actúa como barrera en el lado este, lleva al núcleo del salar a actuar como un área casi aislada, donde se concentran los pequeños caudales que se producen. Inducida por los contrastes de densidad. El principal responsable de los bajos gradientes hidráulicos es la topografía que condiciona la recarga y la fuerte karstificación de los materiales evaporíticos. Debido a los procesos de karstificación, las conductividades hidráulicas obtenidas de las pruebas de bombeo y la calibración del modelo numérico para el medio poroso equivalente fue muy alta. Boutt et al. (2016) en la zona de mezcla sureste.

El balance hídrico total, que se estimó en 16,2 m³s⁻¹ para la recarga pluvial (Sección 3.1.1) y 16,0 m³s⁻¹ por la evaporación (Sección 3.1.2), fue ligeramente superior al balance hídrico que se obtiene con el modelo numérico calibrado que se calculó como 14,9 m³s⁻¹ para ambos. Esta pequeña diferencia (8%) corresponde principalmente a una reducción en la recarga lateral de la subcuenca Monturaqui durante el proceso de calibración. En esta subcuenca, la escasez de estaciones meteorológicas impidió un mapeo más detallado de isoyetas de las zonas de mayor precipitación. Por lo tanto, el agua de recarga podría estar ligeramente sobreestimada en el modelo conceptual inicial.

Los estudios de balance hídrico que ha realizado el gobierno chileno (Dirección General de Aguas, 2013, 2010, 1986) e investigadores (Muñoz-Pardo et al., 2004) han tomado como referencia los 5,29 m³s⁻¹ valor estimado por Mardones (1998). Este valor es mucho menor que el valor que se obtuvo de nuestro estudio (16,0 m³s⁻¹). Sin embargo, utilizando las curvas exponenciales originales de Mardones y los datos de profundidad del agua subterránea obtenidos de informes y estudios antiguos, el caudal da como resultado 15,0 m³s⁻¹ (HARZA, 1978; Marazuela et al., 2018; Río Chiles, 1997), valor cercano al obtenido en el presente estudio.

Por otra parte, según la estimación posterior de Kampf y Tyler (2006), la descarga podría alcanzar los 22,7 m³s⁻¹. Corenthal et al. (2016) estimó una tasa de descarga a largo plazo de 21,7 m³s⁻¹ para explicar la acumulación de depósitos de halita. De acuerdo con nuestros datos de profundidades del nivel freático y considerando la aplicación del Felipe (1957) curva de ajuste, la evaporación que se obtuvo para el salar es razonable y la principal controversia es la tasa de infiltración considerada en cada caso. Los mismos autores estimaron la recarga bruta en 26,5 m³s⁻¹ basado en el conjunto de datos TRMM 2B31 de Bookhagen y Strecker (2008). Nuestro estudio de recarga específico refinó ligeramente este valor a 23,5 m³s⁻¹. Esto demuestra la alta sensibilidad de la evaporación con la profundidad del nivel freático y la necesidad de sus mediciones precisas en los estudios de cuencas endorreicas.

La discusión principal para estimar la cantidad y ubicación del agua recargada es la tasa de infiltración. Tradicionalmente se ha asumido que la tasa de infiltración en zonas áridas a hiperáridas es muy baja, con valores que pueden oscilar entre 0,1 y 5%, siendo la mayor parte evaporada del suelo (Scanlon et al., 2006). Siguiendo esta suposición común, Corenthal et al. (2016) concluyó que una tasa de infiltración del 3%, que se obtuvo al aplicar el Houston (2009) modelo de recarga, daría como resultado una recarga efectiva de solo 0,9 m³s⁻¹ y no puede explicar la cantidad de halita que se ha acumulado en la cuenca. Según estos autores, una posible explicación sería un área de recarga mucho más amplia desde el Altiplano hacia la cuenca del SdA. Sin embargo, esta hipótesis asume que la mayor parte de la recarga ocurre fuera de la cuenca y no hay evidencia clara de esto. Además, esta hipótesis implicaría que el agua que recarga el SdA desde el Altiplano tendría un δ relativamente pesado $\delta_{18}O$ y δ_2 . Estos autores asumen valores de H debido a la baja infiltración y altas tasas de evaporación y la presencia de numerosas salinas en el Altiplano.

Por el contrario, asumimos en nuestro modelo que la mayor parte de la lluvia se filtra y una fracción menor se evapora del suelo. De hecho, la zona de recarga principal comprende ignimbritas, flujos de lava y diferentes rocas del basamento. Todas estas rocas evidencian un bajo grado de incisión por erosión hídrica superficial, lo que indica que la mayor parte del agua de lluvia se filtra impidiendo su rápida evaporación. La escasa vegetación de estas zonas tampoco favorece la evapotranspiración del suelo. Además, todas estas rocas están fuertemente afectadas por fracturas y surcos profundos a causa de la tectónica y el proceso de enfriamiento de las rocas volcánicas. Una alta tasa de infiltración (es decir, baja detención) también es consistente con los valores isotópicos del agua de recarga. el $\delta_{18}O$ y δ_2 . Los valores de H del agua subterránea de los pozos y perforaciones del área de recarga este y sureste del SdA, antes de la zona de mezcla, se trazan muy cerca de la línea de agua meteorológica local y casi no muestran evaporación (Figura 14). Este resultado también es consistente con los valores isotópicos de Herrera et al. (2016), que muestran exactamente las mismas características en una zona (Laguna Tuyajto) del Altiplano varios kilómetros al este de la cuenca del SdA. Solo una de las muestras analizadas por estos autores mostró evidencias de evaporación, pero lo explicaron como una muestra que fue tomada de agua casi quieta en un pequeño estanque. Por lo tanto, todas estas razones indican que el agua de lluvia se filtra rápidamente, sin tiempo suficiente para evaporarse. Además, este resultado desmiente la presencia de flujos primarios de agua evaporada de los otros salares del Altiplano (fuera de la cuenca) como fuente principal de los elementos enriquecidos en la salmuera, que es en todo caso, un proceso muy específico y escasamente importante a escala regional.

Por todas estas razones, se puede inferir que las tasas de infiltración de 0,1-5% que tradicionalmente se asocian a los sistemas hiperáridos, con tasas de evaporación de 35 mm/año en muchos casos, no son aplicables

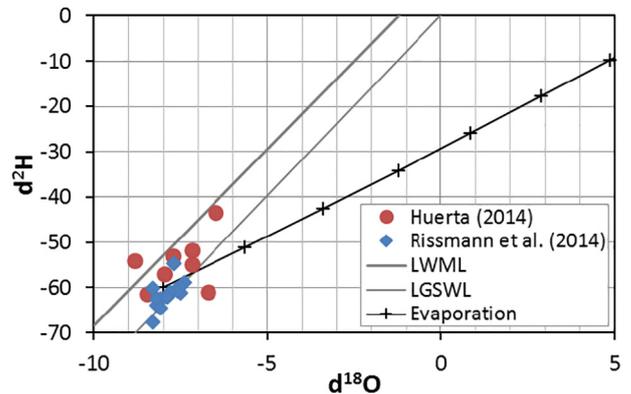


Figura 14. Parcela de la $\delta_{18}O$ y δ_2 Valores de H del agua subterránea del área de recarga del este de SdA. Los valores son de Huerta-Vásquez (2012) y Rissman et al. (2015). También se representa la línea de agua meteorológica local (LWML) desde Aravena et al. (1999), Local Ground and Spring Water Line (ver varios autores recogidos en Rissmann et al., 2015), y la tendencia de evaporación que se calculó según Skrzypek et al. (2015).

a la cuenca del SdA donde la topografía alcanza los 5000 m snm, con precipitaciones de 160 mm·año⁻¹(Figura 4A).

5. Síntesis y conclusiones

Se caracterizó y cuantificó el flujo de agua subterránea regional y el balance hídrico complejo del SdA en su régimen natural, previo a la explotación minera. Se utilizó un modelo de flujo de agua subterránea tridimensional para evaluar la coherencia del balance hídrico. El modelo utiliza un método de bajo esfuerzo computacional basado en correcciones de carga hidráulica por variaciones de densidad para reproducir los flujos verticales de la zona de mezcla (interfaz salina) en salares.

La recarga del sistema se da principalmente en las subcuencas norte, este y sureste donde se alcanzan las cotas más altas. La carga hidráulica más baja se encuentra cerca de la zona de mezcla oriental. Así, la zona de mezcla constituye el principal desagüe del sistema y está motivada por los gradientes hidráulicos verticales. El flujo de agua subterránea que llega a la zona de mezcla desde las montañas se evapora en gran medida tanto en los lagos de la zona de mezcla como directamente desde el nivel freático poco profundo. Los gradientes hidráulicos casi ausentes en el núcleo del salar, junto con la presencia de la zona de mezcla que funcionan como barrera, hacen que el núcleo del salar actúe como un área hidrodinámica casi aislada. Esta es una tendencia general que se puede esperar en la hidrodinámica de cualquier sistema de salar.

El balance hídrico de la cuenca se cuantificó en 14,9 m³·s⁻¹en régimen natural tanto para las entradas como para las salidas. El balance hídrico consideró a la cuenca como un sistema endorreico lo cual fue consistente con los datos isotópicos. Los valores de infiltración muy bajos que generalmente se asumen para las cuencas hiperáridas no son consistentes con la hidrogeología del SdA y las tasas de infiltración muy altas ocurren debido al alto grado de fracturamiento de las rocas y la escasa vegetación. La existencia de aportes evaporados desde el Altiplano (fuera de la cuenca) como fuente principal de los elementos enriquecidos en la salmuera, por lo tanto, parece poco probable. Este comportamiento de la recarga en la cuenca SdA con altas tasas de infiltración en climas hiperáridos, debería servir de referencia para futuros estudios en otros sistemas salinos continentales del mundo.

Los datos complementarios a este artículo se pueden encontrar en línea en <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>.

Expresiones de gratitud

Los autores agradecen a Sociedad Química y Minera de Chile SA (SQM) por su apoyo y el intercambio de datos a lo largo de la caracterización hidrogeológica del sitio SdA. 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). Finalmente, agradecemos a tres revisores anónimos por sus valiosos comentarios.

Referencias

- Anderson, M., Low, R., Pie, S., 2002. Desarrollo sostenible de aguas subterráneas en zonas áridas, altas cuencas andinas. *Geol. Soc. Largo Especificaciones*. publ. 193, 133–144.
- Aravena, R., Suzuki, O., Peña, H., Pollastri, A., Fuenzalida, H., Grilli, A., 1999. Isotopic composition and origin of the precipitation in the norte de Chile. *aplicación geoquímica* 14, 411–422. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00067-5](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00067-5).
- 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>.
- Bakalovic, M., 2005. Aguas subterráneas kársticas: un desafío para los nuevos recursos. *hidrogeol.* J 13, 148–160. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0402-9>.
- Bookhagen, B., Strecker, M.R., 2008. Barreras orográficas, lluvia TRMM de alta resolución, y variaciones de relieve a lo largo de los Andes orientales. *Geofísico. Res. Letón.* 35, L06403. <https://doi.org/10.1029/2007GL032011>.
- Boschetti, T., Cortecchi, G., Barbieri, M., Mussi, M., 2007. Datos geoquímicos nuevos y pasados sobre Aguas dulces a saladas del Salar de Atacama y Altiplano Andino, norte de Chile. *Geofluidos* 7, 33–50. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2006.00159.x>.
- 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>.
- Cipriani, A., Pretty, H., Hawton, K., Geddes, J.R., 2005. Litio en la prevención del suicidio Comportamiento y mortalidad por todas las causas en pacientes con trastornos del estado de ánimo: una revisión sistemática de ensayos aleatorios. *Soy. J. Psiquiatría* 162, 1805–1819. <https://doi.org/10.1176/appi.ajp.162.10.1805>.
- 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>.
- Cornellà, O., Salas, J., Aravena, R., Guzmán, E., Guimerà, J., Tore, C., Von Igel, W., Henríquez, A., Fock, A., 2009. Hidrogeología de los sistemas lagunares del margen E del Salar de Atacama. XII Congreso Geológico Chileno, págs. 1–4 (Santiago de Chile).
- Custodio, E., Bruggeman, G.A., 1987. Problemas de las aguas subterráneas en las zonas costeras. *Estudios y Informes en Hidrología.* UNESCO.
- 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).
- Doherty, J., 2015. Calibración y análisis de incertidumbre para modelos ambientales complejos. *Agua subterránea* 56, 673–674.
- Duffy, C.J., Al-Hassan, S., 1988. Circulación de aguas subterráneas en una cuenca desértica cerrada: topografía, forzamiento climático. *Recurso de agua. Res.* 24, 1675–1688. <https://doi.org/10.1029/WR024i010p01675>.
- Evans, R.K., 1978. Reservas y recursos de litio. *Energía* 3, 379–385.
- Fan, Y., Duffy, C.J., Oliver, D.S., 1997. Density-driven groundwater flow in closed desert basins: investigaciones de campo y experimentos numéricos. *J. Hydrol.* 196, 139–184. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03292-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03292-1).
- Ferguson, G., Gleeson, T., 2012. Vulnerabilidad de los acuíferos costeros al uso de aguas subterráneas y cambio climático. *Nat. Clim. Chang.* 2, 342–345. <https://doi.org/10.1038/nclimate1413>.
- Garreaud, R.D., Molina, A., Farias, M., 2010. Levantamiento andino, enfriamiento oceánico y Atacama hiperárida: una perspectiva de modelado climático. *Planeta Tierra. ciencia Letón.* 292, 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.017>.
- Godfrey, L.V., Chan, L.H., Alonso, R.N., Lowenstein, T.K., McDonough, W.F., Houston, J., Li, J., Bobst, A., Jordan, T.E., 2013. El papel del clima en la acumulación de salmuera rica en litio en los Andes centrales. *aplicación geoquímica* 38, 92–102. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.09.002>.
- Hamann, E., Post, V., Kohfahl, C., Prommer, H., Simmons, C.T., 2015. Investigación numérica de flujo acoplado impulsado por la densidad y procesos hidrogeoquímicos debajo de las playas. *Recurso de agua. Res.* 51, 9338–9352. <https://doi.org/10.1002/2015WR017833>.
- Hardie, L.A., 1991. Sobre el significado de las evaporitas. *año Rev. Planeta Tierra. ciencia* 19, 131–168.
- Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Edad del Plioceno tardío para el desierto de Atacama: implicaciones para la desertificación del oeste de América del Sur. *Geología* 30, 43–46. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030b0043:LPFAntort2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030b0043:LPFAntort2.0.CO;2).
- HARZA, 1978. Desarrollo de los Recursos de Agua en el Norte Grande, Chile (Santiago, Chile).
- Herrera, C., Custodio, E., Chong, G., Lambán, L.J., Riquelme, R., Wilke, H., Jódar, J., Urrutia, J., Urqueta, H., Sarmiento, A., Gamboa, C., Lictevout, E., 2016. Flujo de agua subterránea en una cuenca cerrada con un lago salino poco profundo en una zona volcánica: Laguna Tuyajtó, Altiplano norte de los Andes de Chile. *ciencia Entorno Total.* 541, 303–318. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.09.060>.
- Holzbecher, E., 2005. Patrón de flujo de agua subterránea en la vecindad de un lago salado. *Hidrobiología* 532, 233–242.
- Houston, J., 2006. Variabilidad de la precipitación en el Desierto de Atacama: sus causas e hidro-impacto lógico. *En t. J. Climatol.* 26, 2181–2198. <https://doi.org/10.1002/joc.1359>.
- Houston, J., 2009. Un modelo de recarga para acuíferos andinos áridos de gran altitud. *Hidrol. Proceso.* 23, 2383–2393. <https://doi.org/10.1002/hyp.7350>.
- Huerta-Vásquez, G., 2012. Evaluación de Patrones Químicos en Salmueras en el Salar de Atacama, norte de Chile: una aproximación química e isotópica. Universidad de Waterloo.
- IDAEA-CSIC, 2017. Cuarta Actualización del Modelo Hidrogeológico del Salar de Atacama (Santiago, Chile).
- Jordan, T.E., Mpodozis, 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, S.K., Tyler, S.W., 2006. Caracterización espacial de los flujos de energía de la superficie terrestre y estimación de la incertidumbre en el Salar de Atacama, Norte de Chile. *Adv. Recurso de agua.* 29, 336–354. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2005.02.017>.
- Kampf, S.K., Tyler, S.W., Ortiz, C.A., Muñoz, J.F., Adkins, P.L., 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, S.E., Gruber, P.W., Medina, P.A., Keoleian, G.A., Everson, M.P., Wallington, T.J., 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>.
- Luszczynski, N.J., 1961. Altura y flujo de agua subterránea de densidad variable. *J. Geophys. Res.* 66, 4247–4256. <https://doi.org/10.1029/JZ066i012p04247>.
- Maas, C., Emke, M.J., 1989. Resolviendo problemas de agua subterránea de densidad variable con un solo programa informático de densidad. 10° NATACIÓN. Gante, págs. 143–154.
- Marazuela, M.A., 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>.

- Mardones, L., 1986. Características geológicas e hidrogeológicas del Salar de Atacama. En: Lagos, G. (Ed.), *El Lito, Un Nuevo Recurso Para Chile*, págs. 181–216.
- Mardones, L., 1998. Flux et Evolution des Solutions Salines dans les Systèmes Hydrologiques des Salars d'Ascotan et d'Atacama. Universidad de París.
- Marom, R., Amalraj, SF, Leifer, N., Jacob, D., Aurbach, D., 2011. Una revisión de tecnologías avanzadas y materiales prácticos de batería de litio. *J. Mater. química* 21, 9938–9954. <https://doi.org/10.1039/c0jm04225k>.
- Mishra, SK, Singh, V., 2003. Método del Número de Curva del Servicio de Conservación de Suelos (SCS-CN)-ología Springer, Países Bajos <https://doi.org/10.1007/978-94-017-0147-1>. Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M., 2005. Late Meso-Estratigrafía del zoico al paleógeno de la cuenca del Salar de Atacama, Antofagasta, norte de Chile: implicaciones para la evolución tectónica de los Andes centrales. *Tectonofísica* 399, 125–154. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.019>.
- 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-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. Hidráulica en Mex.* XIX, págs. 69–81.
- Oude-Essink, GHP, 2001. Mejora del suministro de agua subterránea dulce: problemas y soluciones. *Costa del Océano. Administrar* 44, 429–449. [https://doi.org/10.1016/S0964-5691\(01\)00057-6](https://doi.org/10.1016/S0964-5691(01)00057-6).
- 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).
- Post, VEA, Werner, AD, 2017. Acuíferos costeros: avances científicos frente a desafíos ambientales globales. *J. Hydrol.* 551, 1–3. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.04.046>.
- Post, V., Kooi, H., Simmons, C., 2007. Usando mediciones de carga hidráulica en variables- análisis de flujo de agua subterránea de densidad. *Agua subterránea* 45, 664–671. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00339.x>.
- Post, VEA, Groen, J., Kooi, H., Person, M., Ge, S., Edmunds, WM, 2013. Fresco en alta mar las reservas de agua subterránea como un fenómeno global. *Naturaleza* 504, 71–78. <https://doi.org/10.1038/nature12858>.
- Pueyo, JJ, Chong, G., Ayora, C., 2017. Salinas de litio del Salar de Atacama: un modelo para MgSO₄-antiguos depósitos de potasa libres. *química Geol.* 466, 173–186. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.06.005>.
- Rech, JA, Currie, BS, Michalski, G., Cowan, AM, 2006. Neogene climate change and uplift en el Desierto de Atacama, Chile. *Geología* <https://doi.org/10.1130/G2444.1>.
- Río Chilex, SA, 1997. Evaluación Hidrogeológica Acuífero Sector Norte Salar de Atacama (Santiago, Chile).
- Risacher, F., Alonso, H., Salazar, C., 2003. El origen de las salmueras y sales en los salares chilenos: una revisión hidroquímica. *Ciencias de la Tierra* 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).
- Rosen, MR, 1994. La importancia del agua subterránea en las playas: una revisión de la clasificación de las playas. *Ciencias y la sedimentología e hidrología de las playas. Geol. Soc. Soy. Especificaciones. Papilla.* 289, 1–18. <https://doi.org/10.1130/SPE289-p1>.
- Salas, J., Guimerà, J., Cornellà, O., Aravena, R., Guzmán, E., Tore, C., Von Igel, W., Moreno, R., 2010. Hidrogeología del sistema lagunar del margen este del Salar de Atacama (Chile). *Bol. Geol. mín.* 121, 357–372.
- Scanlon, BR, Mace, RE, Barrett, ME, Smith, B., 2003. ¿Podemos simular un terreno regional? flujo de agua en un sistema kárstico usando modelos de medios porosos equivalentes? Estudio de caso, acuífero Barton Springs Edwards, EE. UU. *J. Hydrol.* 276, 137–158. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00064-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00064-7).
- Scanlon, BR, Keese, KE, Flint, AL, Flint, LE, Gaye, CB, Edmunds, WM, Simmers, I., 2006. Síntesis global de la recarga de aguas subterráneas en regiones semiáridas y áridas. *Hidrol. Proceso.* 20, 3335–3370. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>.
- Skrzypiek, G., Mydłowski, A., Dogramaci, S., Hedley, P., Gibson, JJ, Grierson, PF, 2015. Estimación de la pérdida por evaporación basada en la composición de isótopos estables del agua usando una hidrocálculadora. *J. Hydrol.* 523, 781–789. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.010>.
- Strack, ODL, 1976. Una solución de potencial único para problemas de interfaz regional en acuíferos costeros. *Recurso de agua. Res.* 12, 1165–1174. <https://doi.org/10.1029/WR012i006p01165>.
- Tarascon, JM, 2010. ¿Es el litio el nuevo oro? *Nat. química* 2, 510. <https://doi.org/10.1038/nchem.680>.
- Tejada, I., Cienfuegos, R., Muñoz, JF, Durán, M., 2003. Numerical modeling of saline intrusion en el 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)).
- Tyler, SW, Muñoz, JF, Wood, WW, 2006. La respuesta de la hidráulica playa y sabkha y la mineralogía al forzamiento climático. *Agua subterránea* 44, 329–338. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00096.x>.
- 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>.
- Vikström, H., Davidsson, S., Höök, M., 2013. Disponibilidad de litio y futuro perspectivas de producción. *aplicación Energía* 110, 252–266. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2013.04.005>.
- Warren, JK, 2010. Evaporitas a través del tiempo: controles tectónicos, climáticos y eustáticos en m-depósitos marinos y no marinos. *Ciencias de la Tierra* 98, 217–268. <https://doi.org/10.1016/j.oidoscirev.2009.11.004>.
- Werner, AD, Bakker, M., Post, VEA, Vandenbohede, A., Lu, C., Ataie-Ashtiani, B., Simmons, CT, Barry, DA, 2013. Procesos de intrusión de agua de mar, investigación y gestión: avances recientes y desafíos futuros. *Adv. Recurso de agua.* 51, 3–26. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.03.004>.
- Wood, WW, Sanford, WE, 1990. Control de agua subterránea de la deposición de evaporita. *economía Geol.* 85, 1226–1235. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.6.1226>.
- Wooding, RA, Tyler, SW, White, I., 1997. Convección en aguas subterráneas debajo de un evaporador ing Salt Lake: 1. Inicio de la inestabilidad. *Recurso de agua. Res.* 33, 1199–1217. <https://doi.org/10.1029/96WR03533>.
- XTERRAE, 2011. Modelo geológico del Salar de Atacama. Informe Interno de SQM.
- Yechieli, Y., Wood, WW, 2002. Procesos hidrogeológicos en sistemas salinos: playas, sabkhas y lagos salinos. *Ciencias de la Tierra* 58, 343–365. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00067-3](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00067-3).