

**SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**  
**XXVI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA**

**APLICACIÓN DE UNA PLATAFORMA MODULAR PARA EL  
MODELAMIENTO DE LA HIDROLOGÍA DEL SALAR DE ATACAMA**

**DANIEL OSORIO<sup>1</sup>**  
**PABLO MENDOZA<sup>2</sup>**  
**NATALIA BUSTAMANTE-PENAGOS<sup>3</sup>**  
**SANTIAGO MONTSERRAT<sup>4</sup>**  
**JUVENAL LETELIER<sup>5</sup>**  
**YARKO NIÑO<sup>6</sup>**

**RESUMEN**

En este trabajo, se presentan los resultados de modelamiento hidrológico de la cuenca del Salar de Atacama utilizando la plataforma modular Raven. Específicamente, se realiza una calibración multivariada utilizando series de caudales medios diarios en el río San Pedro en en Cuchabrachi y patrones espaciales de evapotranspiración (ET) en la cuenca completa del Salar, obtenidos del Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM) y tres estructuras de modelos, provenientes de tres parametrizaciones alternativas de ET. Los resultados revelan que las tres estructuras son capaces de simular el flujo base y la escorrentía en general, aunque con importantes discrepancias en la simulación de patrones espaciales de evaporación. Además, el análisis de sensibilidad hidrológica muestra una marcada dependencia de los caudales respecto a las variaciones en la precipitación, en comparación con las fluctuaciones de temperatura. Finalmente, se ilustra el impacto de la equifinalidad paramétrica, resaltando la incertidumbre inherente en los modelos hidrológicos y cómo diferentes enfoques pueden llevar a resultados similares.

**1. INTRODUCCIÓN**

---

<sup>1</sup> Investigador asociado AMTC, Universidad de Chile - e-mail: Daniel.osorio@ug.uchile.cl

<sup>2</sup> Profesor Asociado, Depto de Ing. Civil, AMTC, Universidad de Chile- e-mail: pamendoz@uchile.cl

<sup>3</sup> Académica, Depto de Ing. Obras civiles, Universidad de la Frontera-email:Natalia.bustamante@ufrontera.cl

<sup>4</sup> Investigador Asociado AMTC, Universidad de Chile- email:santiago.montserrat@amtc.cl

<sup>5</sup> Profesor Asistente, Depto de Ing. Civil, AMTC, Universidad de Chile- email:juvenal.letelier@uchile.cl

<sup>6</sup> Profesor Titular, Depto. de Ing. Civil, AMTC, Universidad de Chile- email:ynino@uchile.cl

El cambio climático ha emergido como uno de los desafíos más apremiantes que enfrenta la humanidad en el siglo XXI y su impacto en los ecosistemas naturales es cada vez más evidente (Palmer et al., 2008; Warren et al., 2011; IPCC, 2023). Entre las áreas geográficas que han adquirido una importancia excepcional, debido también a la creciente demanda global de litio, se encuentra el Salar de Atacama (SdA), un vasto yacimiento de litio en Chile (Gruber et al., 2011). Con la creciente expansión de la industria del litio, se hace primordial comprender la sensibilidad hidrológica de esta región, ya que cualquier perturbación climática puede tener implicancias significativas tanto para la ecología como para la extracción de litio.

La región del SdA, Atacama, se caracteriza por un clima árido, donde las precipitaciones son escasas y con una marcada estacionalidad, inviernos mayoritariamente secos y veranos lluviosos. La precipitación altiplánica juega un papel crucial en el abastecimiento hídrico de la región, representando una parte esencial del ciclo hidrológico local (Garreaud et al., 2003). Estos eventos de lluvias intensas y localizadas son vitales para la recarga de los acuíferos (Marazuela et al., 2019) y, por ende, para la sostenibilidad de los ecosistemas circundantes y las actividades humanas en la zona.

En medio de la creciente preocupación por el cambio climático a nivel mundial, la región del SdA se encuentra en un punto de intersección crítica. Las tendencias climáticas reportadas (e.g., Lagos-Zuñiga et al., 2023) podrían tener efectos profundos en el patrón de lluvias altiplánicas y, por lo tanto, en el suministro de agua en esta región (Urrutia y Vuille, 2009; Souvignet et al., 2012). A medida que las variaciones climáticas afectan la frecuencia e intensidad de las lluvias altiplánicas, es esencial comprender su impacto potencial en la disponibilidad de agua y, en última instancia, en la producción de litio y la sostenibilidad de los ecosistemas locales.

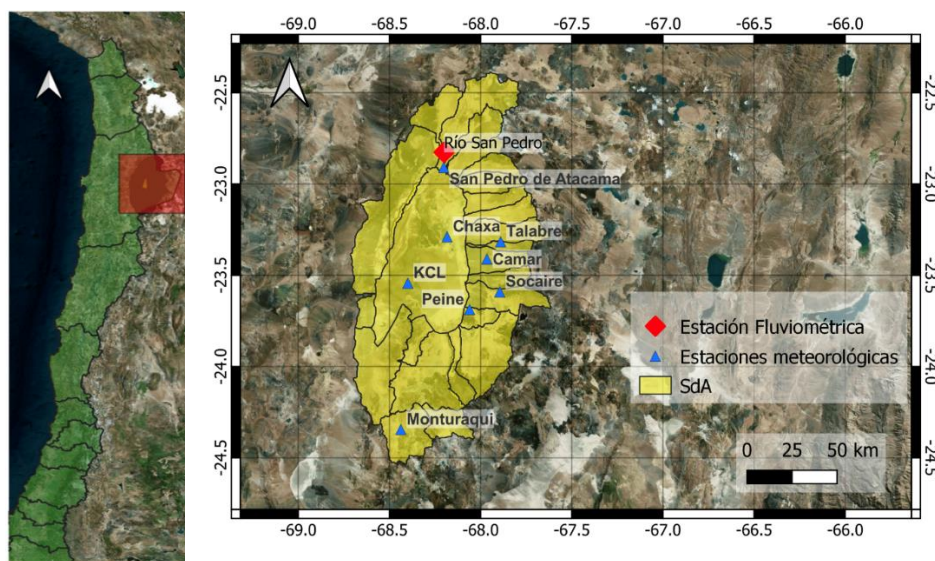
Este artículo presenta la implementación, calibración y evaluación de una plataforma modular para simular la hidrología del Salar de Atacama. Se analiza el impacto de escoger diferentes parametrizaciones de evapotranspiración en la calibración del modelo, específicamente en las simulaciones de caudal y de patrones espaciales de ET. Asimismo, se investiga la sensibilidad hidrológica a perturbaciones de precipitación y temperatura en la disponibilidad hídrica de la zona.

## **1. DATOS**

Se utilizó el producto meteorológico CR2MET v2.0 (Boisier et al., 2018), el cual proporciona series diarias de precipitación y de temperaturas extremas a una resolución horizontal de 0,05° latitud-longitud, equivalente a ~5 km. Además, se utiliza información meteorológica proveniente de distintas fuentes (Figura 1 y Tabla 1), principalmente de la Dirección General de Aguas (DGA) y de la Sociedad Química y Minera de Chile (SQM). Todas las estaciones monitorean la precipitación y algunas de ellas proporcionan información adicional: las estaciones San Pedro de Atacama, Peine y Toconao miden evaporación y temperaturas extremas, y las estaciones KCL y Chaxa monitorean la evaporación y la temperatura

promedio. Por último, la estación Socaire, además de medir la precipitación, mide las temperaturas extremas.

Finalmente, se utilizó el producto grillado de evaporación global GLEAM V.3.7 (Martens et al., 2017; Miralles et al., 2011), basado en datos satelitales y de reanálisis, que abarca el período de 43 años desde 1980 (1 de enero) hasta 2022 (31 de diciembre), con una resolución horizontal de  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ .



*Figura 1.* Zona de Estudio: Salar de Atacama y estaciones meteorológicas y fluviométricas disponibles.

**Tabla 1.** Estaciones fluviométricas y meteorológicas en la zona de estudio.

Estación	BNA	UTM E [m]	UTM N [m]	Elevación [m.s.n.m]
San Pedro de Atacama	02510006-9	581987	7466178	2450
Talabre	02500021-8	613530	7421080	3300
Socaire	02500019-6	613092	7390963	3251
Peine	02500020-k	595137	7380682	2460
Camar	02500017-k	606057	7410866	2700
Chaxa	-	583500	7424261	2357
KCL	-	583500	7424261	2357
Río San Pedro en Cuchabachi	02500001-8	582060	7475533	2585

### 3. METODOLOGÍA

#### 3.1 Configuración del modelo

Para analizar la sensibilidad hidrológica del SdA, se utilizó la plataforma modular Raven (Craig et al., 2020). Raven es un modelo hidrológico altamente versátil, que ofrece múltiples esquemas numéricos, estructuras de modelo, esquemas de discretización y enfoques de interpolación, destacando por la capacidad de unificar diversos enfoques de modelamiento existentes.

La estructura de modelo seleccionada considera tanto precipitación sólida (Ps) como líquida (Pr), hacia la primera capa de suelo y flujos de percolación y el ascenso capilar entre las capas de suelo (Figura 2). El modelo se configura de manera distribuida, delineándose unidades de respuesta hidrológica como celdas discretas en la cuenca hidrográfica. Cada celda representa un área geográfica única con características hidrológicas y geoespaciales específicas. Asimismo, se consideran tres algoritmos para representar la evapotranspiración. El primer modelo considera que la evapotranspiración actual es linealmente proporcional al almacenamiento en la capa superficial del suelo, hasta un máximo igual a la evapotranspiración potencial (PET):

$$ET = \min (CET \cdot \phi_{suelo}, PET) \quad (1)$$

donde PET es la tasa de evapotranspiración potencial [mm/día], y  $\phi_{suelo}$  [mm] está definido en la ecuación 4, y CET [1/día] es el coeficiente de evapotranspiración. Esto se utiliza en el modelo MOHYSE de Fortin y Turcotte (2006).

El segundo modelo considera que la evapotranspiración del suelo [mm/día] es proporcional de manera lineal a la saturación del suelo, pero distribuida según la fracción,  $\xi_m$ . La evapotranspiración del suelo es  $\xi_m \cdot PET$  si el almacenamiento supera el almacenamiento por tensión:

$$ET^U = PET \cdot \xi_U \cdot \min \left( \frac{\phi_{suelo}^U}{\phi_{tens}}, 1 \right) \quad (2)$$

$$ET^L = PET \cdot \xi_L \cdot \min \left( \frac{\phi_{suelo}^L}{\phi_{tens}}, 1 \right) \quad (3)$$

donde U y L se refieren a las capas superior e inferior, respectivamente, y  $\phi_{suelo}$  [mm] y  $\phi_{tens}$  [mm] están definidos en las ecuaciones 4 y 5:

$$\phi_{suelo} = Hn(1 - SF) \quad (4)$$

$$\phi_{tens} = \phi_{suelo} (S_{CC} - S_{PM}) \quad (5)$$

donde  $H$  representa el grosor de la capa de suelo [mm],  $n$  corresponde a la porosidad,  $SF$  indica la fracción de piedras (generalmente cero),  $S_{CC}$  se refiere a la saturación en capacidad de campo y  $S_{PM}$  denota la saturación en el punto de marchitez.

Finalmente, el modelo 3 considera que la evapotranspiración diaria del suelo [mm/día] es proporcional de manera lineal a la saturación del suelo; primero se agota el almacenamiento de la capa superior y luego se puede extraer la ET de la capa inferior:

$$ET^U = PET \cdot \min\left(\frac{\phi_{suelo}^U}{\phi_{tens}}, 1\right) \quad (6)$$

$$ET^L = (PET - ET^U) \cdot \min\left(\frac{\phi_{suelo}^L}{\phi_{tens}}, 1\right) \quad (7)$$

donde U y L se refieren a las capas superior e inferior, respectivamente, y  $\phi_{suelo}$  [mm] y  $\phi_{tens}$  [mm] están definidos en las ecuaciones 4 y 5.

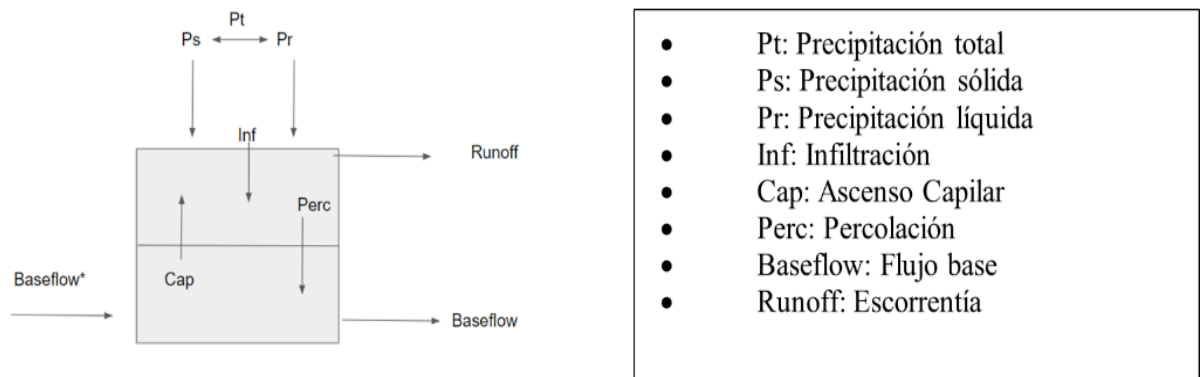


Figura 2 Estructura del modelo Raven.

### 3.2. Calibración del modelo

En este estudio, se realiza una calibración multivariada que involucra tanto el caudal como la evaporación. Para ello, se utilizan caudales medios diarios de la estación fluviométrica San Pedro en Cuchabrachi y datos de ET del producto GLEAM v3.7, maximizando la función  $\phi_{SP}$  con el algoritmo de optimización DDS (Dynamically Dimensioned Search) de Tolson y Shoemaker (2007).

$$\phi_{SP} = \sqrt{\phi_Q^2 + \phi E a_{SP}^2} \quad (8)$$

donde  $\phi_Q$  corresponde a la métrica a minimizar y que considera la Eficiencia de Kling-Gupta (KGE; Gupta, et al., 2009), la cual está definida por la siguiente ecuación:

$$\phi_Q = 1 - KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (9)$$

donde  $r$  es la correlación de Pearson entre los valores observados y simulados;  $\alpha$  es la razón entre la desviación estándar de los valores simulados y la desviación estándar de los valores observados; y  $\beta$  es la razón entre el valor promedio simulado y el valor promedio observado.

Por otro lado, la función  $\Phi E_{a_{sp}}$  viene dada por la ecuación (10), con la diferencia de que una métrica insensible al sesgo espacial (ESP) se emplea como puntuación de habilidad en lugar del coeficiente de eficiencia de Kling-Gupta (KGE).

$$\phi E_{a_{SP}} = 1 - \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T E_{SP}(E_{a,mod}^t(i, j), E_{a,obs}^t(i, j)) \quad (10)$$

$$\forall i, j \in \Omega$$

La métrica insensible al sesgo espacial (ESP, Dembélé et al., 2020) permite cuantificar la capacidad del modelo de replicar los patrones espaciales de la ET. Específicamente,  $E_{SP}$  es una medida integrada de la dinámica, la variabilidad espacial y la correspondencia de las celdas de la cuadrícula entre las variables modeladas ( $X_{mod}$ ) y observadas ( $X_{obs}$ ), con  $X_{obs}$  y  $X_{mod}$  conteniendo valores de  $n$  celdas:

$$E_{SP} = 1 - \sqrt{(r_s - 1)^2 + (\gamma - 1)^2 + (\alpha' - 1)^2}, \text{ con} \quad (11)$$

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_1^n d^2}{n(n^2 - 1)}, \quad (12)$$

$$\gamma = \frac{\frac{\sigma_{mod}}{\mu_{mod}}}{\frac{\sigma_{obs}}{\mu_{obs}}} \quad (13)$$

$$\alpha' = 1 - E_{RMS}(Z_{X_{mod}}, Z_{X_{obs}}) \quad (14)$$

donde  $r_s$  es el coeficiente de correlación de Spearman de ordenación de rangos, siendo  $d$  la diferencia entre los rangos de la  $i$ -ésima celda de  $X_{mod}$  y  $X_{obs}$ .  $\gamma$  es la razón de variabilidad (es decir, la relación entre los coeficientes de variación) y  $\alpha'$  es el término de correspondencia de ubicación espacial calculado como el error medio cuadrático (ERMS) de los valores estandarizados de  $X_{mod}$  y  $X_{obs}$  (Dembélé et al., 2020)

La ventaja de utilizar métricas espaciales sin sesgos radica en la posibilidad de aprovechar los datos satelitales de evaporación, que pueden tener sesgos importantes (Trambauer et al., 2014) especialmente en zonas áridas como el Salar de Atacama.

### 3.3. Sensitividad hidrológica del caudal

Con el propósito de calcular las sensibilidades hidrológicas durante el período que abarca de enero/1980 a diciembre/2010, se adoptó el enfoque de Vano et al. (2012) y Saavedra et al. (2022). Para ello, se generaron condiciones climáticas de referencia mediante la introducción de perturbaciones multiplicativas en la precipitación (70%, 80%, 90% y 110%), las que son utilizadas para calcular las elasticidades de la precipitación ( $\epsilon$ ). Asimismo, se incorporaron perturbaciones aditivas en la temperatura (1°, 2° y 3°C) para cuantificar las sensibilidades a los cambios de dicha variable (S).

La estimación de las sensibilidades hidrológicas se basa en cambios incrementales del 1% en la precipitación y de 0,1°C en la con respecto a cada clima de referencia. Específicamente, se calcula  $\epsilon$  como la alteración fraccional en el caudal anual promedio (Q), dividida por la alteración fraccional impuesta en la precipitación:

$$\epsilon = \frac{Q_{ref+\Delta\%} - Q_{ref}}{Q_{ref}} \cdot \Delta\% \quad (15)$$

donde  $\Delta\% = 1\%$ . La sensibilidad S viene dada por el cambio porcentual en la escorrentía anual promedio debido a modificaciones en la temperatura, y se aborda de la siguiente manera:

$$S = \frac{Q_{ref+\Delta} - Q_{ref}}{Q_{ref}} \cdot \Delta \quad (16)$$

donde  $\Delta = 1^\circ C$

## 4. RESULTADOS

### 4.1 RESULTADOS SIMULACIÓN

La Figura 3 muestra los resultados obtenidos tras la calibración de los parámetros de tres estructuras distintas durante el periodo 01/04/2000 - 31/03/2004. En la Tabla 2, se exhiben los valores de KGE junto con la media de la métrica de patrones espaciales. Se observa que los valores de KGE se encuentran en el intervalo de 0,56 y 0,61. Además, los indicadores de la Tabla (2) y la Figura (4) muestran que ninguna estructura es capaz de reproducir los patrones espaciales en forma satisfactoria, con valores de  $E_{SP}$  que varían entre -0,78 y -0,59,

obteniéndose el valor más alto con el Modelo 2. Además, se estima un flujo base promedio de  $0,63 \text{ m}^3/\text{s}$ , el que se mantiene relativamente estable en el tiempo. Esto es importante, pues este caudal base viene de aguas subterráneas de cuencas aguas arriba de la cuenca del SdA, como se ve en el modelo Raven de la Figura 2.

Tabla 2 Resultados de métricas de calibración para cada modelo (periodo 01/04/2000-31/03/2004).

Modelo	KGE	r	$\beta$	$\alpha$	$E_{SP}$	$NSE_{log}$
M1	0,61	0,61	1,04	0,98	-0,78	-0,09
M2	0,59	0,59	1,07	0,97	-0,59	-0,10
M3	0,56	0,56	1,13	0,97	-0,77	-0,12

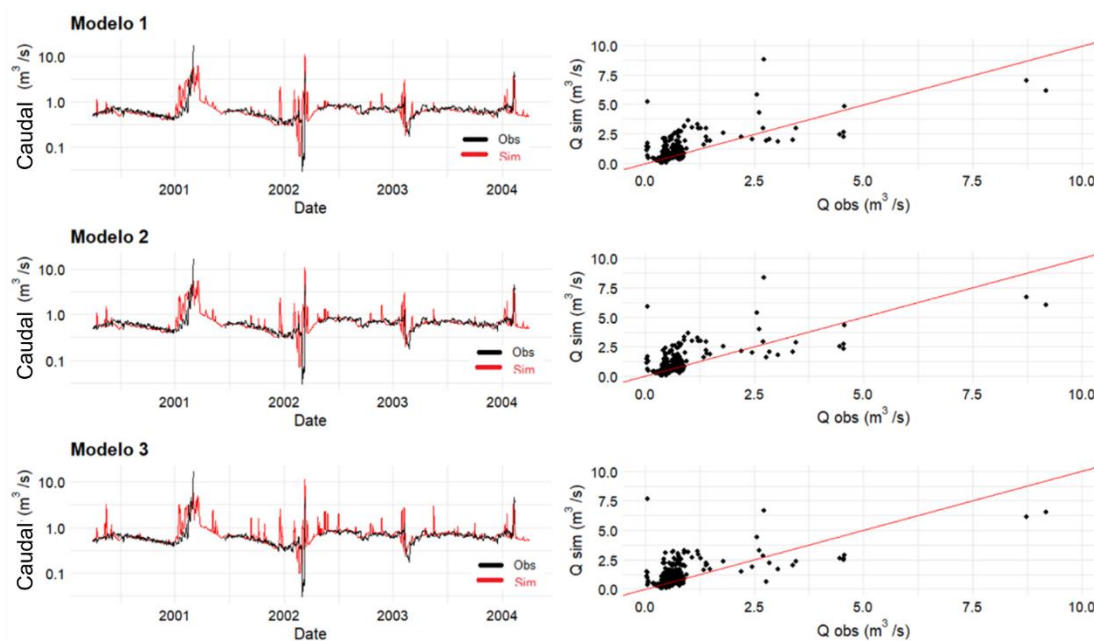


Figura 3 Resultados de simulación de caudal para cada modelo: Modelo 1, Modelo 2 y Modelo 3. Periodo 01/04/2000-31/03/2004

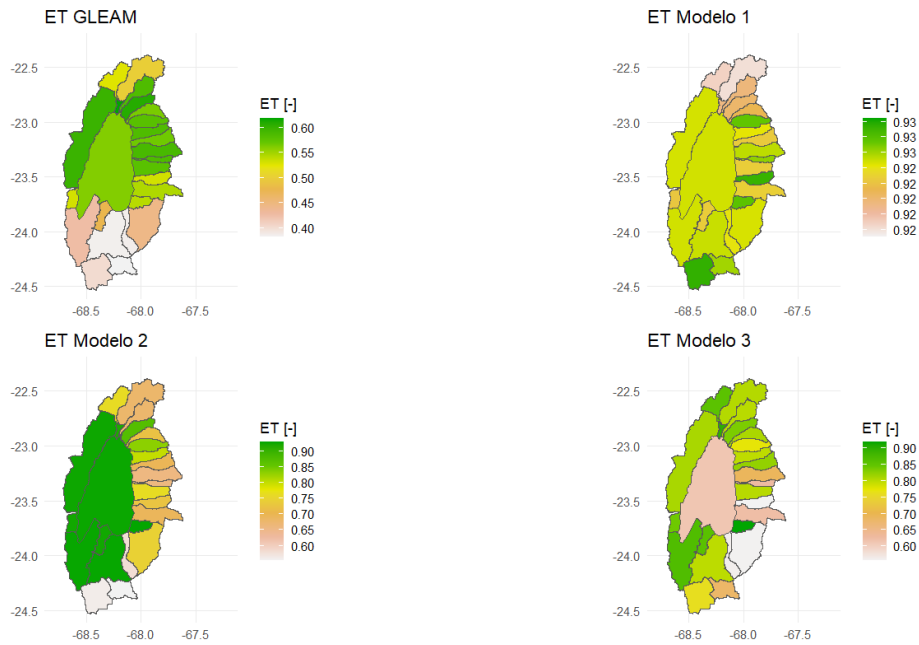


Figura 4 Simulación de patrones espaciales de ET para el periodo de calibración 01/04/2000 - 31/03/2004. Como observación se utilizan los datos de GLEAM V.3.7. Los datos se encuentran estandarizados al máximo y mínimo valor de cada serie para visualizar de mejor manera los patrones espaciales.

La Figura 5 ilustra los promedios climatológicos (enero/1980-diciembre/2010) de las variables de estado y los flujos mensuales para cada modelo. Es evidente que las discrepancias más significativas se presentan en la ET y en el almacenamiento en la capa superficial del suelo, a pesar de que existe una concordancia notable (i.e., equifinalidad) en la estacionalidad del caudal entre las estructuras de los modelos.

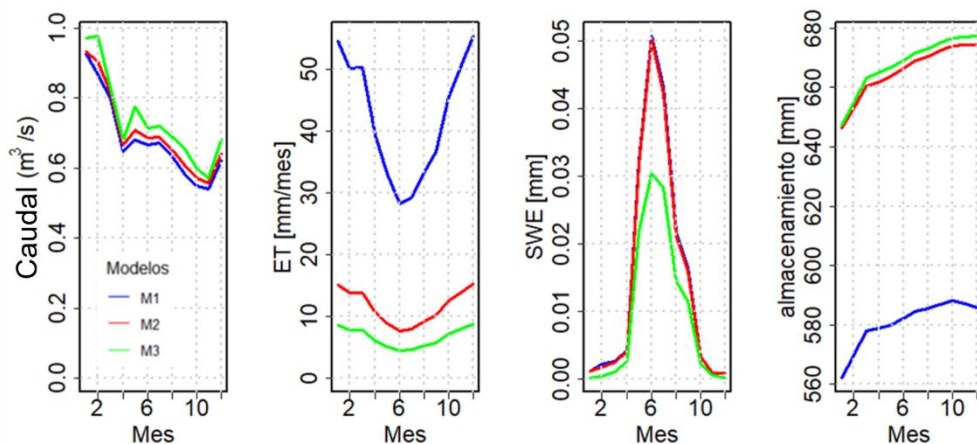


Figura 5 Promedios mensuales de (a) caudal, (b) ET, (c) SWE y (d) almacenamiento de agua en la primera capa de suelo, para los tres modelos.

La diferencia en la tasa de evaporación entre el primer modelo y los modelos posteriores puede ser atribuida a las variaciones en las formulaciones de la evapotranspiración (ET). En el primer caso, se emplea una relación lineal entre la evapotranspiración potencial (PET) modelada y el almacenamiento, que considera el acumulado total de ambas capas de suelo. En contraste, en las otras formulaciones, se tiene en cuenta la saturación de las capas individuales. La evaporación comienza por las capas superiores y, en caso de que haya disponibilidad, se procede a evaporar la segunda capa. Estas formulaciones contrastantes resaltan cómo diferentes consideraciones teóricas influyen en la estimación de la evaporación.

## **4.2 SENSIBILIDAD HIDROLÓGICA**

La Figura 6 representa los efectos de modificar la precipitación y la temperatura en los promedios mensuales de caudal y ET de cada modelo. Las disminuciones (aumentos) de precipitación se traducen en disminuciones (aumentos) de caudal, aunque estos no influyen en la evapotranspiración, bajo la premisa de que la temperatura se mantenga constante. Estas variaciones son más notables durante los meses de verano (particularmente en el periodo de enero a marzo), cuando se presentan las cantidades más elevadas de precipitación. Por otro lado, si se supone que la precipitación no cambia, los aumentos en la temperatura llevan a una reducción en el caudal, sin embargo, para aumentos de 3°C se producen aumentos en los caudales.

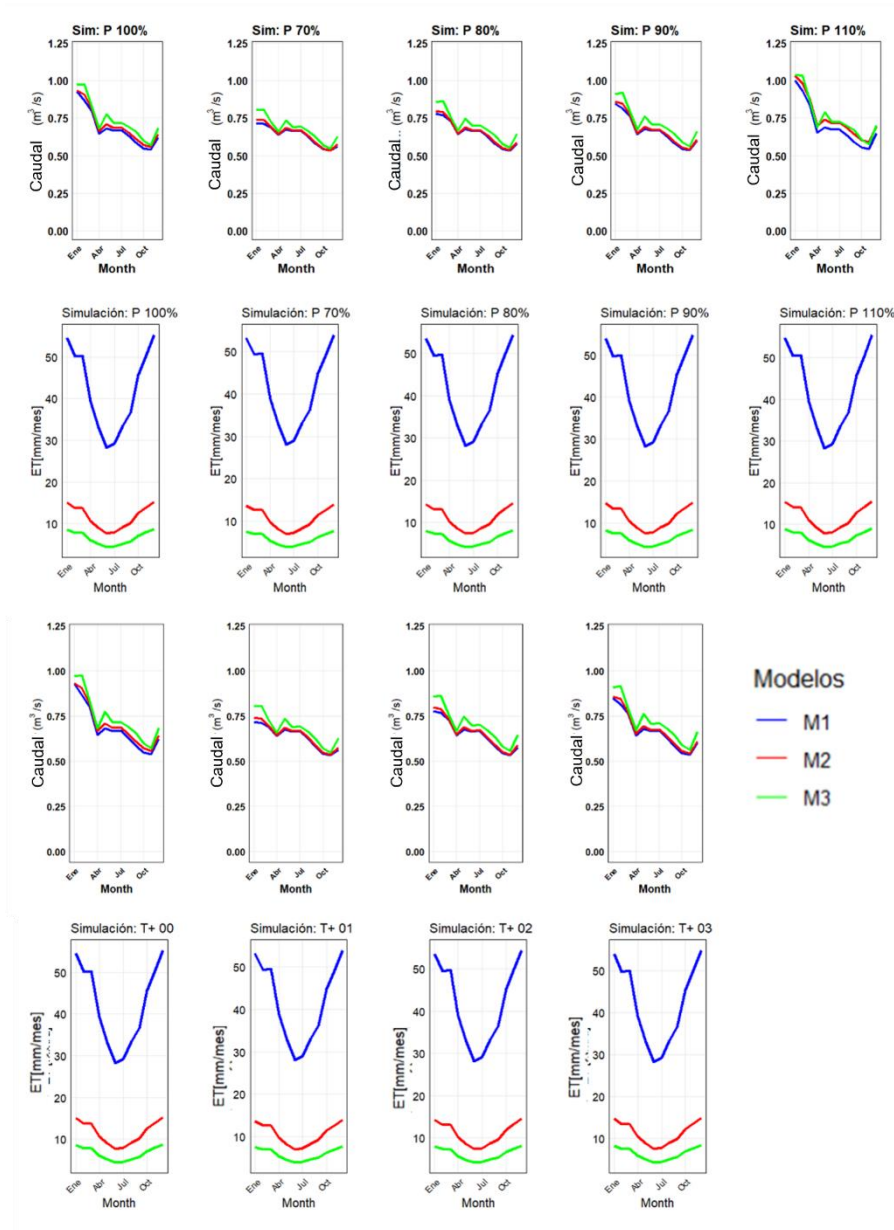


Figura 6 Simulaciones de flujos medios mensuales de caudal y ET bajo distintos escenarios sintéticos que consisten en perturbar sólo precipitación (P70%, P80%, P90%, P100% y P110%). o sólo temperatura (T+0°C, T+1°C, T+2°C y T+3°C) durante el periodo enero/1980-diciembre/2010.

La Figura 7a, muestra que los tres modelos entregan una elasticidad positiva para perturbaciones en la precipitación, donde el modelo 2 presenta las mayores elasticidades a medida que aumentan las precipitaciones y temperaturas. Los tres modelos presentan elasticidades porcentuales bajas, lo que indica que para el ambiente árido como lo es el SdA, el factor más determinante para los procesos hidrológicos es la precipitación.

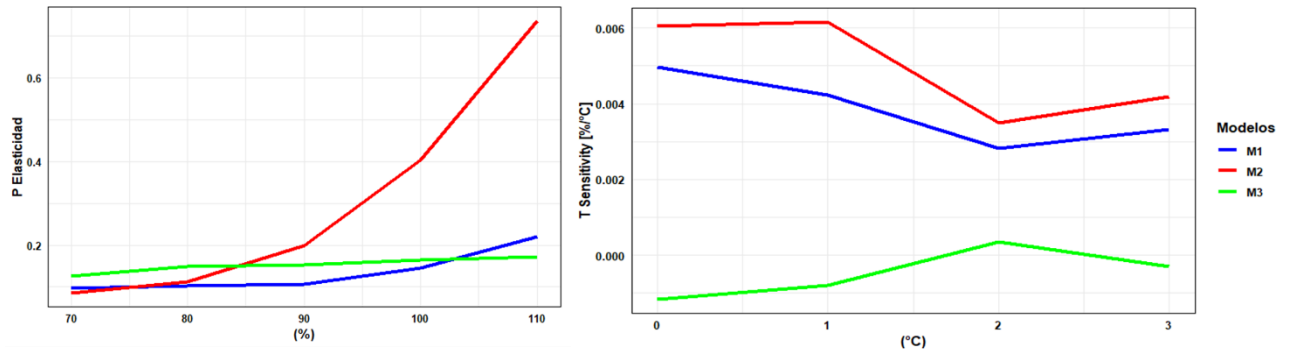


Figura 7 a) Elasticidad del caudal con respecto a la precipitación y b) sensibilidad del caudal con respecto a temperatura para cada modelo, periodo enero/1980-diciembre/2010.

## 5. CONCLUSIONES

Este estudio presenta la aplicación de la plataforma modular Raven en la cuenca del SdA, para la cual se realizó una calibración multivariada que consideró datos de caudal como de ET. A través de la implementación del modelo hidrológico, se obtuvo que el flujo base medio es de aproximadamente  $0,63 \text{ m}^3/\text{s}$  en el río San Pedro y que proviene de aguas subterráneas de agua arriba de la cuenca del SdA. Además, se pone de manifiesto la influencia que las parametrizaciones de ET en las simulaciones obtenidas, lo que resalta la importancia de una selección cuidadosa de la estructura del modelo.

Un hallazgo clave de este trabajo es la marcada sensibilidad del sistema a variaciones en la precipitación en comparación con las fluctuaciones de temperatura. Esta observación resalta la necesidad de considerar la dinámica de las precipitaciones en la planificación y gestión de los recursos hídricos en la región del Salar de Atacama.

En conjunto, este estudio no solo avanza en la comprensión de la hidrología en una región crítica, sino que también subraya la importancia de abordar cuidadosamente decisiones metodológicas que influyen en el balance hídrico. Los resultados presentados aquí tienen implicancias significativas para la gestión sostenible de los recursos hídricos en el Salar de Atacama y sirven como base para futuras investigaciones y toma de decisiones informadas.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero de la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo de Chile (ANID): Project AFB220002. Pablo A. Mendoza agradece el apoyo del proyecto Fondecyt de Iniciación en Investigación 11200142.

## REFERENCIAS

- Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., and Rondanelli, R., “CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile”, p. 19739, 2018.
- Craig, J. R., Brown, G., Chlumsky, R., Jenkinson, W., Jost, G., Lee, K., ... Tolson, B. A. (2020). Flexible watershed simulation with the Raven hydrological modelling framework. *Environmental Modelling & Software*, 104728. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2020.104728>
- Dembélé, M., Ceperley, N., Zwart, S. J., Salvatore, E., Mariethoz, G., & Schaepli, B. (2020). Potential of satellite and reanalysis evaporation datasets for hydrological modelling under various model calibration strategies. *Advances in Water Resources*, 143, 103667. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2020.103667>
- Hoshin V. Gupta, Harald Kling, Koray K. Yilmaz, Guillermo F. Martinez, Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling, *Journal of Hydrology*, Volume 377, Issues 1–2, 2009, Pages 80-91, ISSN 0022-1694, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>.
- IPCC, 2023: *Climate Change 2023: Synthesis Report. A Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)].* IPCC, Geneva, Switzerland, (in press)
- Khatami, S., Peel, M. C., Peterson, T. J., & Western, A. W. (2019). Equifinality and flux mapping: A new approach to model evaluation and process representation under uncertainty. *Water Resources Research*, 55. <https://doi.org/10.1029/2018WR023750>
- Martens, B., Miralles, D.G., Lievens, H., van der Schalie, R., de Jeu, R.A.M., Fernández-Prieto, D., Beck, H.E., Dorigo, W.A., and Verhoest, N.E.C.: GLEAM v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture, *Geoscientific Model Development*, 10, 1903–1925, doi: 10.5194/gmd-10-1903-2017, 2017
- M.A. Marazuela, E. Vázquez-Suñé, C. Ayora, A. García-Gil, T. Palma, Hydrodynamics of salt flat basins: The Salar de Atacama example, *Science of The Total Environment*, Volume 651, Part 1, 2019, Pages 668-683, ISSN 0048-9697, <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.09.190>.
- Miguel A. Lagos-Zúñiga, Pablo A. Mendoza, Roberto Rondanelli et al. Trends in seasonal precipitation extremes and associated temperatures along continental Chile, 27 June 2023, PREPRINT (Version 1) available at Research Square [<https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-3040813/v1>]
- Miralles, D.G., Holmes, T.R.H., de Jeu, R.A.M., Gash, J.H., Meesters, A.G.C.A., Dolman, A.J.: Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 453–469, doi: 10.5194/hess-15-453-2011, 2011
- M. Souvignet, R. Oyarzún, K.M.J. Verbist, H. Gaese, J. Heinrich, Hydro-meteorological trends in semi-arid north-central Chile (29-32°S): Water resources implications for a fragile Andean region, *Hydrol. Sci. J.*, 57 (3) (2012), pp. 479-495, 10.1080/02626667.2012.665607
- Urrutia, R., & Vuille, M. (2009). Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *Journal of Geophysical Research*, 114(D2). doi:10.1029/2008jd011021
- Palmer, M. A., Reidy Liermann, C. A., Nilsson, C., Flörke, M., Alcamo, J., Lake, P. S., & Bond, N. (2008). Climate change and the world's river basins: anticipating management options. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 6(2), 81–89. doi:10.1890/060148

P.W. Gruber, P.A. Medina, G.A. Keoleian, S.E. Kesler, M.P. Everson, T.J. Wallington  
Global lithium availability *J. Ind. Ecol.*, 15 (5) (2011), pp. 760-775, 10.1111/j.1530-9290.2011.00359.x

René Garreaud, Mathias Vuille, Amy C. Clement, The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 194, Issues 1–3, 2003, Pages 5-22, ISSN 0031-0182, [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00269-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00269-4).

Tolson, B. A., and C. A. Shoemaker (2007), Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration, *Water Resour. Res.*, 43, W01413, doi:10.1029/2005WR004723.

Trambauer, P., Dutra, E., Maskey, S., Werner, M., Pappenberger, F., van Beek, L. P. H., & Uhlenbrook, S. (2014). Comparison of different evaporation estimates over the African continent. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(1), 193–212. doi:10.5194/hess-18-193-2014

V. Fortin and R. Turcotte, "Le modele hydrologique MOHYSE. Curso SCA7420", Universitc du Quebec a Montreal, 2006.

Warren, R., Price, J., Fischlin, A. et al. Increasing impacts of climate change upon ecosystems with increasing global mean temperature rise. *Climatic Change* 106, 141–177 (2011). <https://doi.org/10.1007/s10584-010-9923-5>