

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXVII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**COMPARACIÓN DE MÉTODOS EMPÍRICOS DE EVAPOTRANSPIRACIÓN
POTENCIAL FRENTE A PENMAN-MONTEITH EN CUENCAS DEL CENTRO-SUR DE
CHILE**

LUCAS SALINAS MORALES¹

RESUMEN

Este estudio evalúa el desempeño de tres fórmulas empíricas para estimar la evapotranspiración potencial (ETP), comparándolas con el producto grillado *hPET*, el cual se basa en datos del reanálisis ERA5-Land y utiliza la fórmula de Penman-Monteith para calcular la ETP. Las fórmulas evaluadas son Hargreaves-Samani (HS-ERA5-LAND y HS-CR2METv2.5), Oudin y *et0hsm*. Estas fueron aplicadas en cinco cuencas del centro-sur de Chile: Petorca en Longotoma (RPL), Mapocho en Los Almendros (RMA), Cauquenes en Desembocadura (RCD), Chillán en Esperanza (RCE) y Trancura antes de Llafenco (RTL), para el período 1981–2023. El desempeño de cada método fue evaluado mediante las métricas estadísticas *ubRMSE*, *PBIAS*, *R* y *KGE*. En términos generales, los métodos basados en HS (HS-ERA5-LAND y HS-CR2METv2.5) presentaron el mejor ajuste respecto a *hPET*, con correlaciones altas ($R \approx 0.85\text{--}0.96$), eficiencia global elevada ($KGE \approx 0.61\text{--}0.82$) y errores bajos ($ubRMSE \approx 0.14\text{--}0.22$). Oudin mostró una subestimación sistemática ($PBIAS \approx -0.26$ a -0.39) y menor eficiencia ($KGE \approx 0.32\text{--}0.42$), mientras que *et0hsm* presentó sobreestimación constante ($PBIAS \approx 0.24\text{--}0.49$) y errores relativamente altos ($ubRMSE \approx 0.17\text{--}0.22$). A nivel de desempeño espacial y temporal, HS-ERA5-Land reprodujo con buena coherencia los gradientes y la estructura de la *hPET* en todas las cuencas, mientras que HS-CR2METv2.5 mostró mayor estabilidad en la magnitud y variabilidad interanual, representando fielmente los picos y descensos de la *hPET*. Estos resultados confirman que los métodos basados en temperatura, especialmente HS-ERA5-LAND y HS-ERA5-LAND, representan alternativas confiables al método de Penman-Monteith en zonas con limitaciones de datos meteorológicos, mientras que Oudin y *et0hsm* presentan mayores sesgos y menor capacidad para reproducir con precisión las características espaciales y temporales de la evapotranspiración potencial.

¹ Departamento de Ingeniería en Obras Civiles, Universidad de la Frontera - email: l.salinas01@ufromail.cl

1. INTRODUCCIÓN

La evapotranspiración potencial (ETP) es un parámetro clave en la modelación hidrológica, la planificación de recursos hídricos y la agricultura, ya que representa la demanda atmosférica de agua desde superficies vegetadas o libres de agua. Existen numerosos métodos para estimarla, los cuales se agrupan comúnmente en categorías como los métodos basados en temperatura, radiación, transferencia de masa y combinados (Xu y Singh, 2002). Sin embargo, la gran variedad de ecuaciones disponibles, así como sus distintos requerimientos de datos y contextos de aplicación, genera incertidumbre al momento de seleccionar el método más adecuado para una región o propósito específico (Brutsaert, 1982; Xu y Singh, 2000).

Los modelos de lluvia-escorrentía suelen requerir ETP como insumo, aunque esta es una variable originalmente concebida desde la agronomía y no siempre representa adecuadamente el comportamiento a escala de cuenca (Oudin et al., 2005). Diversos estudios han demostrado que dichos modelos son relativamente insensibles a variaciones en la formulación de la ETP, y que métodos más simples –que requieren menos datos climáticos– pueden ser igualmente eficaces en la simulación de caudales (Parmele, 1972; Andersson, 1992).

En particular, se ha observado que métodos basados en temperatura o radiación tienden a ofrecer resultados satisfactorios en comparación con los más complejos, como Penman-Monteith, especialmente cuando se utilizan datos promedio en lugar de series temporales detalladas (Morton, 1994; Andreassian et al., 2004). En este contexto, algunos modelos como Hargreaves, Blaney-Cridle, Makkink o Priestley–Taylor han mostrado un buen desempeño al ser evaluados frente a Penman-Monteith, con ajustes locales mínimos (Xu y Singh, 2002). Por ejemplo, se evidenció que el coeficiente $\alpha = 1,26$ propuesto en el método de Priestley-Taylor es demasiado alto para ciertas regiones húmedas, y que un valor de $\alpha = 0,90$ proporciona mejores resultados (Lafleur et al., 1997; Xu y Singh, 2002).

Del mismo modo, la inclusión de valores de transición para el coeficiente k en la fórmula de Blaney-Cridle puede reducir errores estacionales, mejorando su correlación con Penman-Monteith (Xu y Singh, 2002). Además, el método de Hargreaves ha sido ampliamente recomendado por su simpleza y fiabilidad en contextos con limitaciones de datos meteorológicos (Hargreaves & Samani, 1985). Otros autores han señalado que la sensibilidad de modelos hidrológicos a errores en la ETP es menor que la sensibilidad a errores en precipitaciones, lo que refuerza la utilidad de fórmulas menos exigentes en datos (Paturel et al., 1995; Nandakumar & Mein, 1997).

En general, el uso de estimaciones de ETP basadas en temperatura y radiación permite una mejor representación espacial en contextos con escasa cobertura de estaciones meteorológicas, y pueden simplificar significativamente la aplicación operativa de modelos hidrológicos sin sacrificar precisión (Oudin et al., 2005; Xu y Singh, 2002). Teniendo esto en cuenta, el objetivo de este trabajo es realizar una comparación entre cuatro métodos empíricos para calcular la evapotranspiración potencial respecto al método de Penman-Monteith, con el fin de identificar cuál de ellos presenta un comportamiento más cercano o un mejor desempeño.

2. METODOLOGÍA

2.1. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio comprende cinco cuencas hidrográficas representativas del gradiente hidroclimático del centro-sur de Chile: río Petorca en Longotoma (RPL), río Mapocho en Los Almendros (RMA), río Cauquenes en Desembocadura (RCD), río Chillán en Esperanza N°2 (RCE) y río Trancura antes de Llafenco (RTL). Estas cuencas se distribuyen aproximadamente entre los 32°00 S y 39°36 S de latitud sur y los 71°00 W y 73°00 W de longitud oeste, abarcando una transición desde zonas semiáridas en el norte hasta ambientes templado-húmedos en el sur.

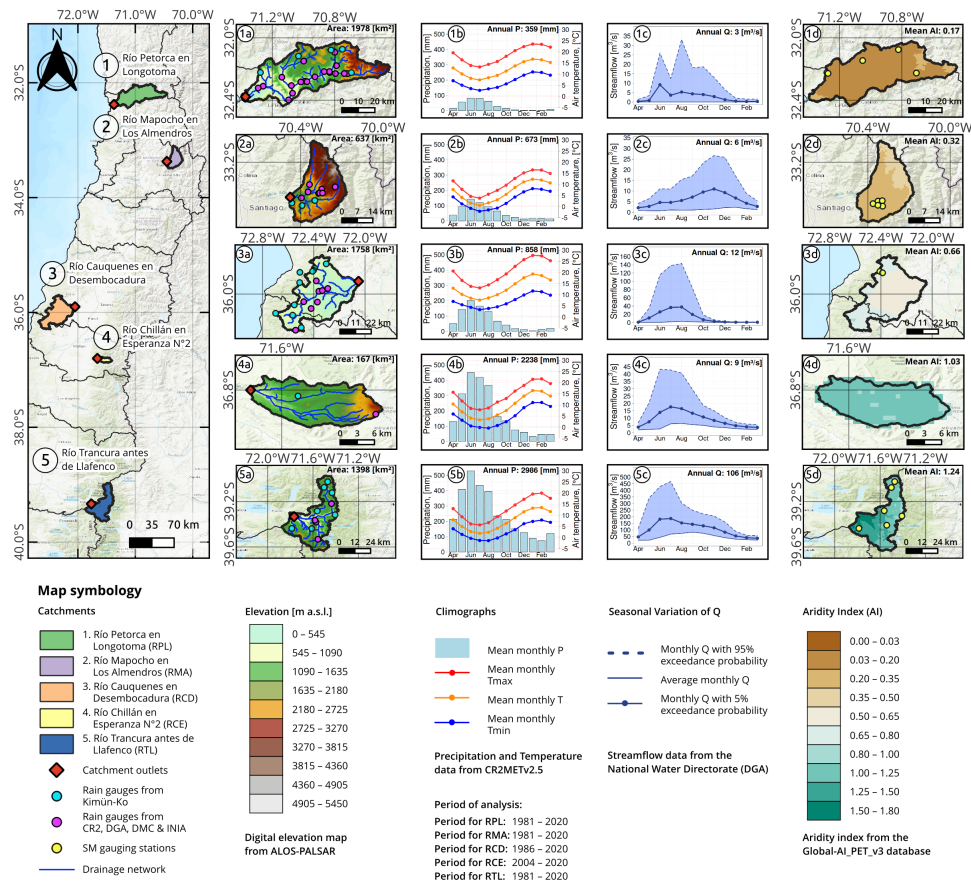


Figura 1: Zona de estudio. De izquierda a derecha: a) Delimitación de las cuencas, b) Elevación digital (*ALOS-PALSAR*), c) Climogramas de precipitación y temperatura (*CR2MET v2.5*), d) Variación estacional del caudal (DGA), e) Índice de aridez medio (*Global-AI_PET_v3*).

En el norte, la cuenca del río Petorca (RPL), ubicada en la Región de Valparaíso, presenta un régimen pluvial y un fuerte déficit hídrico, con precipitaciones anuales cercanas a 350 mm. Su relieve varía desde la Cordillera de los Andes hasta la de la Costa, alcanzando 3721 m s.n.m., y se ha visto fuertemente afectada por la sobreexplotación de recursos hídricos (DGA, 2006).

La cuenca del río Mapocho en Los Almendros (RMA), parte alta del sistema del río Maipo, posee 637 km² y un régimen nivo-pluvial que combina lluvias invernales y deshielos estivales. Su topografía montañosa, con altitudes que superan los 5000 m s.n.m., la convierte en una fuente clave de abastecimiento hídrico para la Región Metropolitana (DGA, 2011).

Más al sur, la cuenca del río Cauquenes (RCD) se extiende entre las regiones del Maule y Ñuble, con un área de 1750 km² y un régimen pluvial con una precipitación media anual de 934 mm (CR2MET). Su cobertura es principalmente forestal, combinando bosques nativos y plantaciones (41,5 %), y su relieve moderado facilita el escurrimiento superficial (DGA, 2013).

La cuenca del río Chillán (RCE) presenta un régimen pluvial con mayores caudales en invierno y mínimos en verano, reflejando la marcada estacionalidad del clima central-sur. Finalmente, la cuenca del río Trancura antes de Llafenco (RTL), en la Región de La Araucanía, se caracteriza por su relieve de montaña (353–3740 m s.n.m.), abundante cobertura boscosa y régimen pluvio-nival, típico de las zonas templadas húmedas del sur de Chile (DGA, 2011).

2.2. METODOS EMPIRICOS PARA LA EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL

2.2.1. Penman-Monteith

El método Penman-Monteith de la FAO para calcular la evapotranspiración potencial en escala horaria (hPET) se puede expresar como (Allen et al., 1998):

$$hPET = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma\left(\frac{37}{T_\alpha + 273}\right)u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (1)$$

Donde R_n es la radiación neta en la superficie del cultivo, G la densidad del flujo de calor del suelo, T_α temperatura media diaria del aire a 2 m de altura, u_2 velocidad del viento a 2 m de altura, e_s la presión de vapor de saturación, e_a la presión de vapor actual, Δ pendiente de la curva de presión de vapor de saturación y γ la constante psicrométrica.

2.2.2. Hargreaves-Samani

El método de Hargreaves-Samani esta dado por:

$$PET = 0,023 \frac{R_e}{\lambda\rho} (T_{max} - T_{min})(T_\alpha + 17,8) \quad (2)$$

Donde R_e es la radiación extraterrestre, λ el calor latente de vaporización, ρ densidad del agua, T_{max} la temperatura máxima del aire y T_{min} la temperatura mínima del aire (°C).

2.2.3. Oudin

La ecuación de Oudin es una fórmula simplificada para estimar la evapotranspiración potencial usando únicamente la temperatura media diaria, ofreciendo una alternativa eficiente a modelos más complejos como el de Penman. Según Oudin et al. (2005), modelos simples basados en temperatura media y radiación extraterrestre pueden proporcionar estimaciones de ETP tan efectivas como

métodos más elaborados en la simulación de caudales, lo que destaca su utilidad operativa por su bajo requerimiento de datos y buena capacidad predictiva.

$$PET = \frac{R_e T_a + K_2}{\lambda \rho K_1}, \text{ si } T_a + K_2 > 0 \quad (3)$$

$$PET = 0, \text{ en otro caso} \quad (4)$$

Donde K_1 es un factor de escala y K_2 el umbral de temperatura, estas fueron determinadas empíricamente por Oudin et al. (2005) mediante un proceso de calibración en múltiples cuencas hidrográficas, evaluando diferentes combinaciones de valores a través de modelos lluvia-caudal y seleccionando aquellas que maximizaban la eficiencia de simulación (criterio de Nash–Sutcliffe) en los periodos de validación. Como resultado, se establecieron valores óptimos generales de $K_1 = 100$ y $K_2 = 5$, los cuales ofrecen un buen desempeño global y son comúnmente adoptados en aplicaciones hidrológicas por su simplicidad y eficacia

2.2.4. Hargreaves-Samani Modificado

Método que calcula la estimación de la evapotranspiración potencial a partir del método de Hargreaves-Samani (Hargreaves & Samani, 1985), ajustado mediante correcciones que consideran tanto las diferencias sistemáticas frente a la fórmula multivariable de Penman-Monteith (Allen et al., 1998) como los sesgos medios asociados al viento, lo que permite una representación más precisa de las condiciones locales (Boisier et al., 2024).

$$ET_0(x, t) = A(x, t_0)ET_{0,HS}(x, t) + B(x, t_0) \quad (5)$$

Donde $ET_{0,HS}(x, t)$ es la estimación original mediante el método de Hargreaves-Samani, $A(x, t_0)$ el coeficiente multiplicativo de ajuste y $B(x, t_0)$ el coeficiente aditivo que corrige el sesgo asociado al viento. De acuerdo con Boisier et al. (2024), el coeficiente $A(x, t_0)$ se obtiene como el promedio climatológico (1981–2015) del cociente entre las estimaciones de evapotranspiración potencial calculadas con los métodos de Penman–Monteith y Hargreaves–Samani, empleando datos del reanálisis ERA5. Este factor permite corregir las diferencias sistemáticas del método de Hargreaves–Samani respecto al de Penman–Monteith. Por su parte, el coeficiente $B(x, t_0)$ se calcula como $B(x, t_0) = 0,167, (U_{WRF} - U_{ERA5}), VPD$, donde U_{WRF} y U_{ERA5} corresponden a las velocidades del viento a 2 m obtenidas del modelo WRF (1 km) y del reanálisis ERA5, respectivamente, y VPD es el déficit de presión de vapor. Esta corrección se basa en formulaciones aerodinámicas clásicas utilizadas en el modelo de Penman (1948) y en la parametrización de la función de viento de McJannet et al. (2012). Ambos coeficientes son espacial y temporalmente variables: x representa la posición geográfica o celda de la grilla del modelo (0.05° de resolución), mientras que t_0 corresponde al día juliano del año, obtenido mediante la interpolación de los valores mensuales de A y B para capturar su variación estacional.

3. DATOS GRILLADOS

El conjunto de datos ERA5-Land (C3S) proporciona información meteorológica horaria a escala global sobre superficies continentales, a una resolución espacial de $0,1^\circ$. Este producto, derivado del modelo de superficie terrestre del ECMWF, incorpora una corrección de elevación para representar con mayor precisión el estado termodinámico cercano a la superficie (Muñoz Sabater et al.,

2021). A diferencia de ERA5, este conjunto excluye superficies oceánicas y está disponible desde 1950 hasta el presente. En el marco del presente estudio, se utilizaron las variables meteorológicas de ERA5-Land correspondientes al período entre enero de 1981 y diciembre de 2023, a partir de las cuales se estimó la evapotranspiración potencial (ETP) mediante los métodos de Penman-Monteith FAO56 (hPET), Hargreaves-Samani (HS-ERA5-LAND) y Oudin.

En complemento, se emplearon los datos del producto CR2MET v2.5, desarrollado por el Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2), el cual proporciona series diarias de precipitación y temperaturas máximas y mínimas para todo el territorio continental de Chile. Este conjunto de datos tiene una resolución espacial de 0,05° y combina información observacional con productos de reanálisis ERA5, variables topográficas y datos satelitales MODIS (Boisier, 2023). Para este análisis, se utilizaron las temperaturas diarias de CR2MET v2.5 entre 1981 y 2023, con el fin de estimar la ETP mediante los métodos de Hargreaves-Samani (HS-CR2METv2.5) y Hargreaves-Samani modificado (et0hsm). El conjunto de datos CR2MET v2.5 se encuentra disponible públicamente en Zenodo: <https://doi.org/10.5281/zenodo.7529682>.

El procesamiento y análisis estadístico de los datos se realizó en el entorno de programación R (R Core Team, 2025) en conjunto con los paquetes hydroRTS v0.6 y hydroGOF v0.6 (Zambrano-Bigiarini, 2024; 2024). La comparativa se enfocó en analizar el grado de concordancia entre la evapotranspiración potencial estimada mediante el método Penman-Monteith FAO56 (hPET), considerado como referencia, y las estimaciones obtenidas a partir de cuatro métodos alternativos. Los métodos Hargreaves-Samani (HS-ERA5-LAND) y Oudin se calcularon a partir de datos meteorológicos diarios del conjunto ERA5-Land, mientras que el método Hargreaves-Samani modificado (et0hsm) y Hargreaves-Samani calculado a partir de los datos de temperatura de CR2METv2.5 (HS-CR2METv2.5). La comparación se realizó en el período 1981–2023, con el objetivo de evaluar el desempeño relativo de cada método frente a hPET en la estimación de ETP.

4. RESULTADOS Y ANÁLISIS

Los resultados espaciales evidencian contrastes marcados entre los métodos de estimación de la evapotranspiración potencial (ETP) al compararse con el patrón de referencia hPET. Los productos basados en el esquema de Hargreaves-Samani (HS) muestran, en general, una alta coherencia espacial con hPET, manteniendo la estructura y gradientes característicos observados en cada cuenca. Sin embargo, se aprecian diferencias en su grado de correspondencia: HS-ERA5-LAND reproduce de manera más estable y precisa los gradientes locales y la variabilidad espacial, mientras que HS-CR2METv2.5 presenta ligeras desviaciones en sectores específicos, particularmente en las cuencas de RPL y RMA, donde se observan pequeñas discrepancias en la magnitud y continuidad del patrón espacial.

El método de Oudin mantiene un comportamiento más homogéneo entre cuencas, pero evidencia subestimaciones importantes en zonas como RCD, RCE y RTL, lo que se traduce en valores de ETP menores al patrón de referencia y una menor capacidad de representar adecuadamente la magnitud espacial del fenómeno.

Por su parte, et0hsm se caracteriza por una sobrestimación sistemática en todas las zonas analizadas,

siendo especialmente notoria en la cuenca de Chillán–Esperanza, donde alcanza valores superiores a los 1000 mm. Además, presenta patrones irregulares y poco homogéneos, con una estructura espacial discontinua que distorsiona la representación del gradiente natural de ETP y afecta la coherencia con respecto a hPET.

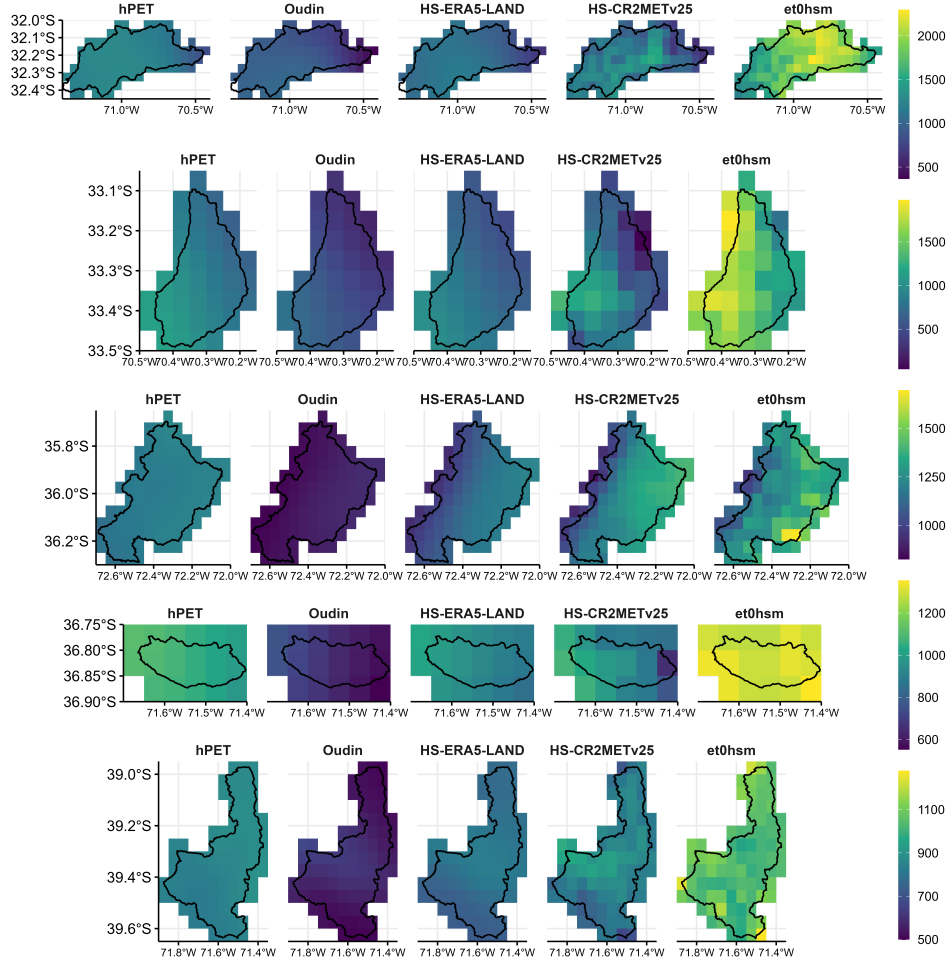


Figura 2: Comparación anual de ETP (1981-2023) mediante los métodos hPET, HS-ERA5-LAND, Oudin, HS-CR2METv2.5 y et0hsm en zona de estudio.

Al analizar las series de tiempo de evapotranspiración potencial (ETP) en las distintas cuencas de estudio durante el período 1981–2021, se observa que todos los modelos logran reproducir de manera coherente el patrón general de la hPET. Las fluctuaciones interanuales se mantienen bien representadas, mostrando que los modelos capturan adecuadamente la forma temporal de la ETP en cada zona. No obstante, se evidencian sesgos sistemáticos que se repiten en todas las regiones, reflejando diferencias en la estimación de la magnitud de los valores simulados.

De manera consistente, el modelo Oudin presenta una subestimación sistemática respecto a la hPET. Este comportamiento es más evidente en la cuenca RCE, donde las estimaciones se mantienen por debajo de los valores de evapotranspiración potencial durante todo el período, mostrando un sesgo

negativo estable. En contraste, el modelo et0hsm exhibe una sobrestimación constante, particularmente notoria en la cuenca RPL, donde los valores modelados superan de manera persistente a la hPET. Estas diferencias son coherentes entre las distintas zonas y evidencian que ambos modelos mantienen un comportamiento repetitivo tanto espacial como temporalmente.

Por su parte, los modelos HS-ERA5-Land y HS-CR2METv2.5 muestran un mejor desempeño general, reproduciendo con mayor precisión la variabilidad y magnitud de la hPET. Ambos mantienen una correspondencia coherente con la evapotranspiración potencial observada, aunque HS-CR2METv2.5 destaca por su mayor ajuste y estabilidad, reflejando de forma más fiel los picos y descensos interanuales. Este mejor rendimiento se aprecia con claridad en las cuencas RCD y RTL, donde las diferencias con la hPET son mínimas y la correspondencia temporal es alta.

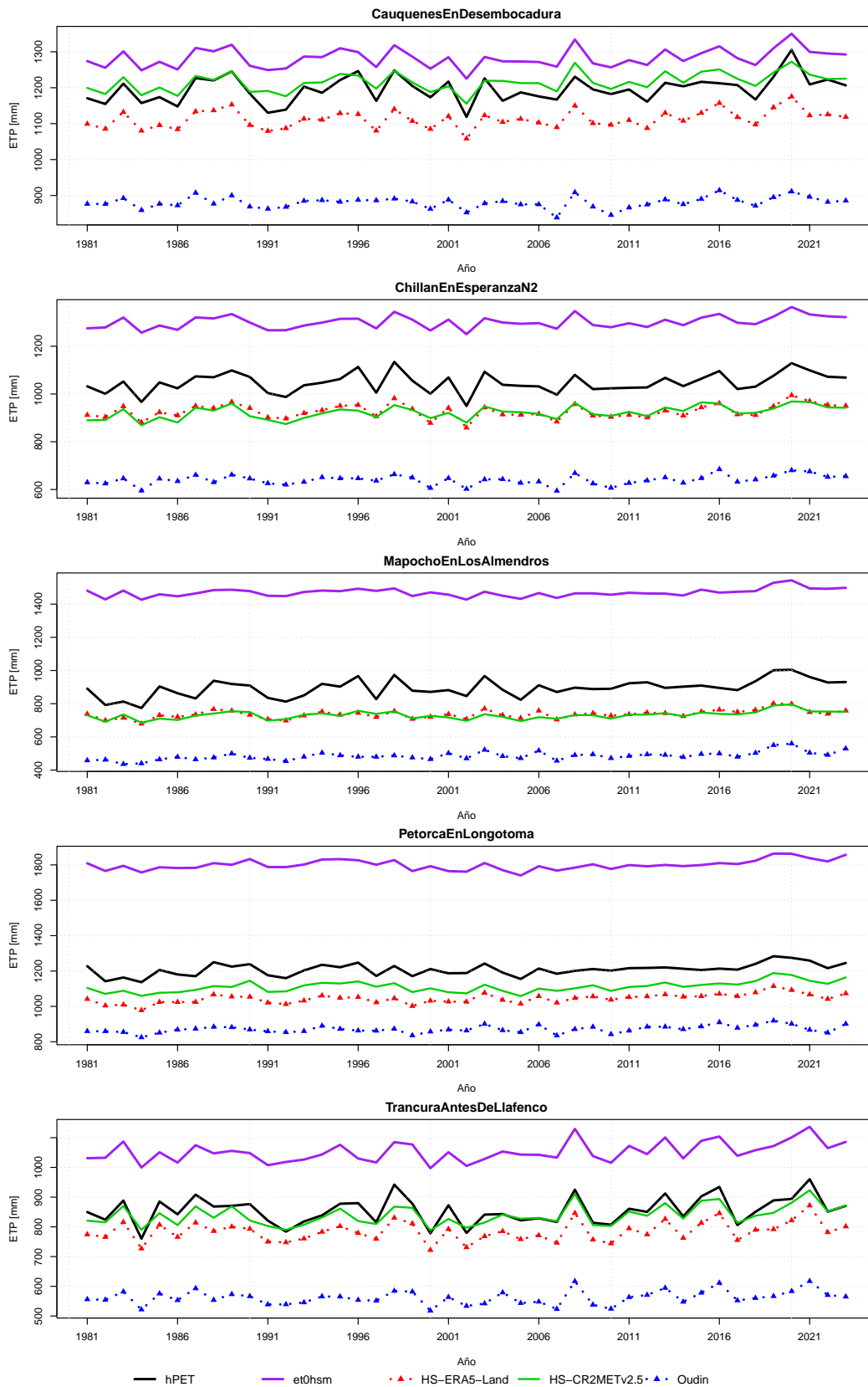


Figura 3: Comparación de métodos de estimación de la ETP Serie anual (1981-2023) en zonas de estudio.

El análisis de las métricas estadísticas permite evaluar la capacidad de los diferentes modelos para reproducir la evapotranspiración potencial (hPET) en las distintas cuencas de estudio durante el período analizado. Es importante señalar que tanto los valores de PBIAS como los de ubRMSE se encuentran multiplicados por 10^{-3} , lo cual se realizó con el objetivo de normalizar los valores y mantenerlos en magnitudes acordes con los demás parámetros. En términos generales, los modelos HS-ERA5-Land (HS) y HS-CR2METv2.5 (HSCR2) muestran los mejores niveles de ajuste en la mayoría de las cuencas, mientras que Oudin y et0hsm presentan desempeños menos consistentes, con tendencias sistemáticas a subestimar y sobrestimar la hPET, respectivamente.

En la cuenca Petorca en Longotoma, el modelo HSCR2 presenta el mejor desempeño global (KGE = 0.82; R = 0.88), seguido de HS (KGE = 0.73; R = 0.92), ambos con errores relativamente bajos (ubRMSE = 0.16 y 0.14, respectivamente). Oudin exhibe un KGE de 0.42 y una clara subestimación (PBIAS = -0.279), mientras que et0hsm muestra una sobrestimación notable (PBIAS = 0.49) y el mayor error entre los cuatro modelos (ubRMSE = 0.17). Esto confirma el patrón recurrente observado en otras zonas, donde Oudin tiende a subestimar la hPET y et0hsm a sobrestimarla.

En Mapocho en Los Almendros, el desempeño general disminuye en todos los modelos, especialmente en Oudin (KGE = 0.27) y et0hsm (KGE = 0.13). Los modelos HS y HSCR2 mantienen un rendimiento moderado (KGE = 0.43 y 0.38 respectivamente), con correlaciones adecuadas (R = 0.8). Sin embargo, todos los modelos presentan errores más altos (ubRMSE entre 0.33 y 0.37) y sesgos negativos en PBIAS, lo que indica una leve subestimación generalizada de la hPET en esta cuenca.

En la cuenca Cauquenes en Desembocadura, el ajuste mejora nuevamente. HSCR2 alcanza el valor más alto de KGE (0.68), seguido de et0hsm (0.70) y HS (0.67), todos con correlaciones fuertes (R entre 0.88 y 0.92). Los valores de ubRMSE son bajos (en torno a 0.16-0.18) y el PBIAS de HSCR2 es prácticamente neutro (0.016), lo que evidencia una representación muy equilibrada de la evapotranspiración potencial. Oudin, en cambio, presenta una clara subestimación (PBIAS = -0.264) y menor eficiencia (KGE = 0.32).

En Chillán en Esperanza N2, los modelos HS y HSCR2 mantienen desempeños similares (KGE = 0.69 y 0.61, respectivamente), con correlaciones altas (R >0.85) y errores bajos (ubRMSE = 0.15-0.22). Oudin vuelve a subestimar (PBIAS = -0.389), mientras que et0hsm presenta una leve sobrestimación (PBIAS = 0.243). En esta cuenca, los valores intermedios de KGE y ubRMSE reflejan una buena coherencia temporal, aunque con ligeras desviaciones en la magnitud de la hPET.

Finalmente, en Trancura antes de Llafenco, tanto HS como HSCR2 obtienen los mejores resultados (KGE = 0.71 en ambos), con correlaciones muy altas (R = 0.96 y 0.90, respectivamente) y errores bajos (ubRMSE \approx 0.16-0.21). Los modelos Oudin y et0hsm muestran desempeños inferiores (KGE = 0.41 y 0.63, respectivamente), acompañados de sesgos sistemáticos: Oudin con subestimación (PBIAS = -0.343) y et0hsm con sobrestimación (PBIAS = 0.231).

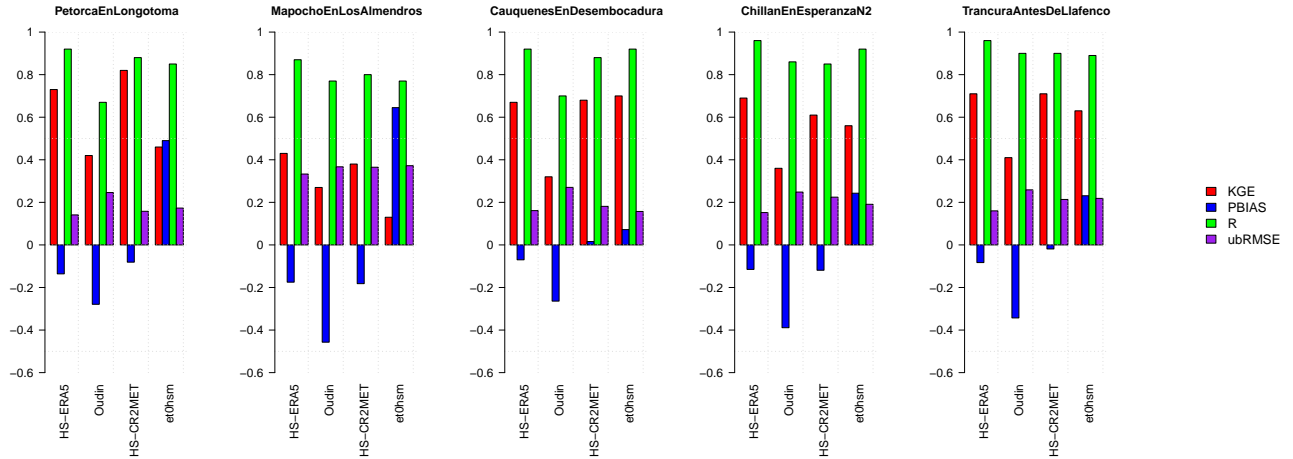


Figura 4: Comparación de métricas estadísticas de los metodos HS-ERA5-LAND, HS-CR2METv2.5, Oudin y et0hsm frente a hPET.

5. CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

A partir del análisis global, se observa que los métodos HS-ERA5-Land (HS) y HS-CR2METv2.5 (HSCR2) son los más robustos y consistentes para estimar la evapotranspiración potencial (hPET), tanto en términos espaciales como temporales. HS-ERA5-Land destaca por su buen desempeño espacial, reproduciendo de manera estable los gradientes locales y la estructura observada de la hPET en todas las regiones. Por su parte, HS-CR2METv2.5 se distingue por su mayor ajuste y estabilidad temporal, con valores de eficiencia global altos ($KGE \approx 0.68-0.82$), correlaciones fuertes con la hPET observada ($R \approx 0.88-0.92$), errores bajos ($ubRMSE \approx 0.16-0.18$) y sesgos cercanos a cero ($PBIAS \approx 0.016$).

En contraste, los métodos Oudin y et0hsm presentan un desempeño más variable y sesgos sistemáticos. Oudin subestima la hPET de manera consistente ($PBIAS \approx -0.26$ a -0.39), mientras que et0hsm la sobreestima ($PBIAS \approx 0.24-0.49$) y genera patrones espaciales irregulares, limitando su capacidad para representar con precisión la magnitud y la variabilidad temporal de la evapotranspiración potencial.

Producto de lo anterior, HS-CR2METv2.5 se consolida como el modelo más recomendable para estimar la hPET bajo diferentes condiciones, ofreciendo un equilibrio entre precisión, estabilidad y correspondencia con los patrones espaciales y temporales observados.

Como trabajo futuro, se propone implementar modelación hidrológica para evaluar el impacto de estos productos en la reproducción de caudales y en la estimación de la evapotranspiración real (ETa), utilizando productos grillados de ETa como insumo adicional. Esta aproximación permitirá validar la utilidad de los métodos evaluados en aplicaciones hidrológicas concretas, como estudios de balance hídrico, pronóstico de disponibilidad de agua y gestión de recursos hídricos en distintos escenarios climáticos.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al profesor Mauricio Zambrano-Bigiarini por su generosa guía, apoyo y su constante impulso hacia la búsqueda del conocimiento durante todo este semestre.

REFERENCIAS

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO. <https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e00.htm>
- Andreassian, V., Perrin, C., & Michel, C. (2004). Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. *Journal of Hydrology*, 286(1–4), 19–35. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.030>
- Andersson, L. (1992). Improvements of runoff models—what kind of data are needed? *Nordic Hydrology*, 23(5), 315–332. <https://doi.org/10.2166/nh.1992.0023>
- Boisier, J. P. (2023). *CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for the period 1960–2021 in continental Chile* (v2.5) [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7529682>
- Boisier, J. P., Alvarez-Garreton, C., Marinao, R., & Galleguillos, M. (2024). Increasing water stress in Chile evidenced by novel datasets of water availability, land use and water use. *EGUsphere* [preprint]. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-2695>
- Brutsaert, W. (1982). *Evaporation into the atmosphere: Theory, history and applications*. D. Reidel Publishing Company.
- Copernicus Climate Change Service (2022): ERA5-Land hourly data from 1950 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), <https://doi.org/10.24381/cds.e2161bac>
- DGA (2013). Modelación hidrogeológica de la Cuenca del Río Cauquenes. Informe Final. Realizado por GCF Ingenieros. S.I.T. 321. Santiago, noviembre 2013.
- DGA (2006). Evaluación de los recursos hídricos superficiales de las cuencas de los ríos Petorca y La Ligua, V Región. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de Administración de Recursos Hídricos. S.D.T. 226. Santiago, Abril 2006.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Lafleur, P. M., McCaughey, J. H., Joiner, D. W., Bartlett, P. A., & Jelinski, D. E. (1997). Seasonal trends in energy, water, and carbon dioxide fluxes at a northern boreal wetland. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D24), 29009–29020. <https://doi.org/10.1029/97JD02015>
- Morton, F. I. (1994). Evaporation research—a critical review and user’s guide of the literature. *Atmosphere-Ocean*, 32(1), 131–156. <https://doi.org/10.1080/07055900.1994.9649492>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C., and Thépaut, J.-N. (2021). *ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications*. *Earth System Science Data*, 13, 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- McJannet, D. L., Webster, I. T., & Cook, F. J. (2012). An area-dependent wind function for estimating open water evaporation using land-based meteorological data. *Environmental Modelling & Software*, 31, 76–83.
- Nandakumar, N., & Mein, R. G. (1997). Uncertainty in rainfall–runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, 192(1–4), 211–232. [https://doi.org/10.1016/S0122-1696\(97\)00111-1](https://doi.org/10.1016/S0122-1696(97)00111-1)

1016/S0022-1694(96)03109-5

Oudin, L., Michel, C., & Anctil, F. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall–runoff model? Part 1 – Can rainfall–runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology*, 303(1–4), 275–289. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.025>

Parmele, L. H. (1972). Errors in rainfall–runoff models caused by ignoring potential evapotranspiration variability. *Water Resources Research*, 8(5), 1114–1120. <https://doi.org/10.1029/WR008i005p01114>

Paturel, J.-E., Servat, E., & Vassiliadis, A. (1995). Sensitivity of conceptual rainfall–runoff models to errors in rainfall data: Case of the GR2M model. *Journal of Hydrology*, 168(1–4), 111–125. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02643-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02643-4)

Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), 120–145.

R Core Team. (2025). *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>

Salazar Méndez, Carlos. Maren Ude, Christina. Chile. Dirección General de Aguas. 2011. Regionalización de parámetros en cálculo de escorrentía en cuencas pluviales. DGA. División de Estudios y Planificación. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32740>

Xu, C.-Y., & Singh, V. P. (2002). Cross comparison of empirical equations for calculating potential evapotranspiration with data from Switzerland. *Water Resources Management*, 16(3), 197–219. <https://doi.org/10.1023/A:1020282515975>

Zambrano-Bigiarini, M. (2024). *hydroGOF: Goodness-of-fit functions for comparison of simulated and observed hydrological time series* (Version 0.6-0) [R package]. <https://cran.r-project.org/package=hydroGOF> <https://doi.org/10.5281/zenodo.839854>