

1 **CONTRIBUCIÓN DE LAS COMPONENTES DE LA**
2 **EVAPOTRANSPIRACIÓN A LA INTERACCIÓN SUELO-**
3 **ATMÓSFERA EN SUDAMÉRICA**

4
5 **Daira A. Rosales^{1,3,4}, Romina C. Ruscica^{2,3,4} y Anna A. Sörensson^{2,3,4}**

6 ¹**Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento**
7 **de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Argentina.**

8 ²**Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Buenos Aires,**
9 **Argentina.**

10 ³**CONICET – Universidad de Buenos Aires. Centro de Investigaciones del Mar y la**
11 **Atmósfera (CIMA), Argentina.**

12 ⁴**CNRS – IRD – CONICET – UBA. Instituto Franco-Argentino para el Estudio del**
13 **Clima y sus Impactos (IRL 3351 IFAECI), Argentina**

14
15 **Autora correspondiente: Daira A. Rosales, daira.rosales@cima.fcen.uba.ar**

16
17 Manuscrito recibido el 22 de noviembre de 2023, en su versión final el 19 de marzo de 2024

18
19 **RESUMEN**

20
21 La evapotranspiración es una variable clave del ciclo hidrológico ya que modifica aspectos
22 físicos del sistema climático, cómo la humedad del suelo y de la atmósfera, la cantidad de agua
23 en ríos o acuíferos, y la temperatura del suelo y del aire en superficie. Una correcta
24 representación de la evapotranspiración es de suma importancia para el estudio del sistema
25 climático, por ejemplo para la identificación de eventos extremos como inundaciones o sequías,
26 u olas de calor o de frío. En particular, es de relevancia distinguir regiones de interacción suelo-
27 atmósfera, es decir dónde las variaciones en el suelo modifican la atmósfera. En este trabajo
28 investigamos la representación de la evapotranspiración en Sudamérica según cinco



29 estimaciones diferentes: cuatro simulaciones provenientes de dos modelos globales de
30 vegetación dinámica, y un producto satelital, durante el periodo 1981-2010. Principalmente,
31 estudiamos la partición de la evapotranspiración en sus componentes: transpiración,
32 evaporación desde la vegetación, y desde el suelo; y cómo éstas contribuyen a la interacción
33 suelo-atmósfera en diciembre-enero-febrero. Hallamos que, aunque las estimaciones de la
34 evapotranspiración anual media presentan un patrón espacial similar, no ocurre lo mismo con
35 la partición en componentes. Encontramos regiones de interacción suelo-atmósfera que son
36 reconocidas habitualmente en la literatura: el centro de Argentina y el noreste de Brasil, que
37 son, además, regiones de transición entre climas secos y húmedos. Nuestro resultado principal
38 es que la transpiración es la componente de la evapotranspiración que más contribuye a la
39 interacción suelo-atmósfera.

40

41 **Palabras clave:** evapotranspiración, *hotspots* de interacción suelo-atmósfera, transpiración,
42 inLand, LPJmL4.

43

44 **CONTRIBUTION OF EVAPOTRANSPIRATION COMPONENTS TO**
45 **SOIL-ATMOSPHERE INTERACTION IN SOUTH AMERICA**

46

47

ABSTRACT

48

49 Evapotranspiration is a key variable of the hydrological cycle since it modifies physical aspects
50 of the climate system, such as soil and atmospheric moisture, the amount of water in rivers or
51 aquifers, and the soil and near-to-surface air temperature. A correct representation of
52 evapotranspiration is of great importance for the study of the climate system, for example for
53 the identification of extreme events such as floods or droughts, or heat or cold waves. In
54 particular, it is relevant to distinguish regions of soil-atmosphere interaction, i.e. where
55 variations in the soil modify the atmosphere. In this paper we investigate the representation of
56 evapotranspiration in South America according to five different estimates: four simulations
57 from two global dynamic vegetation models, and one satellite product, during the period 1981-

58 2010. Mainly, we study the partitioning of evapotranspiration into its components:
59 transpiration, evaporation from vegetation, and from the soil; and how these contribute to the
60 soil-atmosphere interaction in December-January-February. We find that although estimates of
61 mean annual evapotranspiration show a similar spatial pattern, it is not the same for the
62 partitioning into components. We find soil-atmosphere interaction regions that are commonly
63 recognized in the literature: central Argentina and northeastern Brazil, which are also transition
64 regions between dry and humid climates. Our main result is that transpiration is the component
65 of evapotranspiration that contributes most to the soil-atmosphere interaction.

66

67 **Key Words:** evapotranspiration, land-atmosphere interaction hotspots, transpiration, inLand,
68 LPJmL4.

69

70 1. INTRODUCCIÓN

71

72 La evapotranspiración (ET) es una variable del ciclo hidrológico de suma importancia, que
73 vincula la superficie y la atmósfera (Wild et al., 2012). Depende principalmente del agua
74 disponible en superficie, y la energía disponible para evaporar (Seneviratne et al., 2010).
75 Además, depende de algunas variables atmosféricas, cómo la precipitación, la humedad del
76 aire, la radiación, o el viento (Miralles et al., 2011). Un buen entendimiento de la ET es la base
77 de un mejor análisis de algunos fenómenos extremos, como por ejemplo, olas de calor o frío,
78 sequías o inundaciones (Wu y Zhang, 2013; Miralles et al., 2019; Qi et al., 2023). Sobre la
79 superficie continental, casi el 60% del agua precipitada es evapotranspirada (Oki y Kanae,
80 2006) y en este proceso se utiliza más de la mitad de la radiación solar absorbida por la
81 superficie (Trenberth et al., 2009). En este trabajo definiremos a la ET como la suma de tres
82 componentes: transpiración (Et) e interceptación (Ei) de la vegetación, y evaporación desde el
83 suelo desnudo (Eb) (también podrían considerarse la sublimación de la nieve o la evaporación
84 desde cuerpos de agua en superficie). Una correcta representación de la partición de la ET en
85 sus componentes es de gran importancia para las simulaciones climáticas (Newman et al., 2006;
86 Lawrence et al., 2007; Zhang et al., 2016; Kumar et al., 2018), en especial en los ciclos de agua,

87 carbono y energía en superficie. Por ejemplo, una correcta representación de la Et es necesaria
 88 para una correcta representación de la fotosíntesis, lo que afecta el ciclo de carbono (Berg y
 89 Sheffield, 2019).

90
 91 Cada componente de la ET (Et, Ei, Eb) se basa en un proceso complejo que depende de distintas
 92 características atmosféricas, como son la humedad del aire, el viento, la precipitación o la
 93 radiación; y de otras características particulares de cada componente (Lawrence et al., 2007).
 94 Por un lado, la Et es el proceso en el que la vegetación toma agua disponible en el suelo a través
 95 de sus raíces, y posteriormente durante la fotosíntesis la libera en forma gaseosa por los estomas
 96 de sus hojas (Schlesinger y Jasechko, 2014). Además de las características atmosféricas ya
 97 mencionadas, y de la cantidad de agua disponible en el suelo (p. e. Chen et al., 2023), la Et
 98 depende de variables relacionadas a la vegetación, como son el largo y la capacidad de absorber
 99 agua de las raíces (Sakschewski et al., 2021), de la resistencia estomática, de la cantidad de
 100 estomas que posea la vegetación (Goergen et al., 2020), entre otras. Por otro lado, la Ei se
 101 define como el agua precipitada que fue interceptada por la vegetación y posteriormente es
 102 reincorporada en la atmósfera a través de un proceso evaporativo (Dunkerley, 2000; David et
 103 al., 2005). Depende de las variables atmosféricas ya mencionadas, en particular de la cantidad,
 104 frecuencia, e intensidad de la precipitación (Magliano et al., 2015; Carlyle-Moses, 2004).
 105 Además, depende del tipo de vegetación y de la fracción superficie que ocupe la misma
 106 (Carlyle-Moses, 2004). La Eb, por su parte, se entiende como la evaporación desde la superficie
 107 descubierta de cualquier tipo de vegetación. Depende, además de las condiciones atmosféricas,
 108 del tipo de suelo (Li et al., 2022), de su resistencia aerodinámica, y de la cantidad de agua en
 109 superficie.

110
 111 Analizaremos el comportamiento de la ET sobre Sudamérica, continente que se extiende
 112 latitudinalmente desde los 12°N hasta los 57°S, abarcando gran variedad de climas, biomas y
 113 suelos (Goymer, 2017). En él se hallan regiones cálidas y húmedas, como el bosque tropical
 114 del Amazonas, en dónde la ET depende principalmente de la energía disponible, ya que el agua
 115 en superficie no suele ser un limitante (Sörensson y Ruscica, 2018; Martens et al., 2018).

116 También se encuentran regiones semiáridas, cómo el noreste de Brasil o áridas como la
 117 Patagonia Argentina, donde el agua en superficie es escasa, y por lo tanto controla la ET
 118 (Sörensson y Ruscica, 2018; Martens et al., 2018).

119

120 Como la ET puede estar modulada por el agua disponible en superficie y la energía disponible
 121 en la atmósfera se pueden identificar dos regímenes (Seneviratne et al., 2010). Si el agua
 122 disponible en superficie es abundante, de manera que no es un limitante para la ET, diremos
 123 que la ET está limitada por energía. Por el contrario, si en una región el suelo presenta
 124 condiciones secas a intermedias de humedad, diremos que la ET está limitada por agua.
 125 Considerando a la temperatura del aire en superficie (T) como indicador de energía disponible
 126 en la atmósfera, una relación directa entre la ET y la T podría indicar un régimen de ET limitada
 127 por energía. Esto ocurre en regiones en las que no hay limitante de agua en el suelo para ET,
 128 por ende a mayor (menor) T más (menos) ET. En este caso se dice que la atmósfera influye
 129 sobre el suelo. En cambio, una relación indirecta entre ET y T se da en un régimen de ET
 130 limitada por agua en superficie. En este caso, el agua en superficie controla la ET, entonces a
 131 mayor/menor cantidad de agua en superficie, mayor/menor energía utilizada para ET (calor
 132 latente), y por lo tanto menor/mayor T (calor sensible), y de esta manera hay interacción suelo-
 133 atmósfera, es decir que el suelo influye en la atmósfera. Estas zonas de interacción (que
 134 llamaremos *hotspots*), se presentan en zonas de transición climática, entre climas húmedos y
 135 secos (Koster, 2004) y varían en tamaño y ubicación según la época del año (Ruscica et al.,
 136 2016). Sin embargo, se reconocen en la literatura dos *hotspots* permanentes en el continente,
 137 principalmente durante el trimestre diciembre-enero-febrero (DEF): el noreste de Brasil y el
 138 centro-norte de Argentina (Spennemann et al., 2018).

139

140 Existen distintos índices estadísticos con los que identificar *hotspots* (Spennemann et al., 2018).
 141 Por ejemplo, se pueden identificar usando una correlación negativa entre la ET y la T
 142 (Seneviratne et al., 2010; Menendez et al., 2019), como se mencionó en el párrafo anterior; o
 143 también a partir de un cociente de covarianzas desfasadas entre la humedad del suelo y la
 144 precipitación (Notaro et al., 2008); o con una correlación entre la ET y la precipitación

145 ponderada por la variabilidad de la ET (Zeng et al., 2010) entre otras formas más complejas y
 146 amplias de estudiar la interacción suelo-atmósfera (p.e. Vilà-Guerau de Arellano et al., 2023).
 147 En este trabajo decidimos identificar *hotspots* a partir de correlacionar la ET y la T
 148 motivandonos en la confiabilidad de la T con respecto a otras variables.

149

150 La información sobre la ET a escala continental puede provenir de estimaciones a partir de
 151 modelos numéricos de superficie como por ejemplo, los modelos globales de vegetación
 152 dinámica (DGVMs, por sus siglas en inglés). Estos se caracterizan por representar la
 153 transferencia de energía, agua, cantidad de movimiento y carbono entre la superficie y la
 154 atmósfera; la física del suelo; la fisiología de las plantas; entre otros procesos (Pitman, 2003).
 155 Estos modelos representan la cobertura de la vegetación a través de tipos funcionales de plantas
 156 (PFTs, por sus siglas en inglés), distinguiendo distintos tipos de vegetación (p. e. natural y
 157 cultivos) (Bonan et al., 2002). En el presente trabajo utilizaremos estimaciones de ET y sus
 158 componentes, provenientes de simulaciones con dos DGVMs: INtegrated model of LAND
 159 surface processes (inLand) (<http://www.ccst.inpe.br/inland/>; Goergen et al., 2020), y Lund–
 160 Potsdam–Jena with managed Land version 4.0 (LPJmL4) (Schaphoff et al., 2018). En estas
 161 simulaciones, los DGVMs fueron forzados por variables atmosféricas, de dos conjuntos de
 162 datos diferentes, es decir que contamos con cuatro simulaciones (dos DGVMs combinados con
 163 dos forzantes) (Ruscica et al., 2022).

164

165 Además, existen una gran variedad de bases de datos que permiten estimar la ET a partir de
 166 datos satelitales basándose en distintos algoritmos, aunque solo algunos estiman sus
 167 componentes (Miralles et al., 2016). GLEAM es uno de esos productos (Miralles et al., 2011),
 168 está basado en el algoritmo de Priestley-Taylor (1972) y es utilizado en este trabajo en su
 169 versión 3.5a (Martens et al., 2017), donde “a” significa que utiliza además datos del reanálisis
 170 MSWX (Beck et al., 2022) para una mayor cobertura temporal (inicia en 1980, mientras que
 171 su versión “b”, que es puramente satelital, inicia en 2003). Desde hace más de 10 años, GLEAM
 172 ha sido altamente utilizado en estudios climáticos (Jahromi et al., 2022), e incluso ha sido usado
 173 para validar la última versión de modelos de CMIP6 (Wang et al., 2021). En general, GLEAM

174 tiene un desempeño aceptable en los patrones medios y en la estacionalidad de la mayoría de
 175 las variables que estima. Estudios previos mostraron que GLEAM realiza una buena
 176 aproximación de la ET sobre Sudamérica (Moreira et al., 2019), aunque en general suele
 177 subestimarla con respecto a observaciones puntuales (Melo et al., 2021), en especial en
 178 regiones húmedas, cómo el Amazonas (Miralles et al., 2016). En particular en el sur
 179 Amazónico, la ET de GLEAM v3.5a es similar a la de FLUXCOM (datos obtenidos de torres
 180 de flujo, sensores remotos y observaciones meteorológicas (Baldocchi et al., 2001; Jung et al.,
 181 2020)) durante las estaciones húmeda y seca (Figuras 3c,d de Rezende et al. (2022)).

182

183 Nos proponemos investigar cómo es la estimación de la ET sobre Sudamérica según las
 184 simulaciones planteadas durante el periodo 1981-2010, comparando con GLEAM. Queremos
 185 estudiar la representación de las componentes de la ET en los distintos productos, y también su
 186 relevancia para la ET sobre el continente. Uno de nuestros objetivos es analizar la presencia de
 187 *hotspots* en las distintas estaciones del año, pero en particular en DEF. Además, nos interesa
 188 comprobar la relación entre los *hotspots* y las regiones de transición climática. Por último, nos
 189 preguntamos si existe alguna componente de la ET que contribuya en mayor medida que las
 190 demás a los *hotspots* hallados en DEF.

191

192 2. DATOS Y METODOLOGÍA

193

194 2.1. Modelos Globales de Vegetación Dinámica

195

196 inLand es una versión del modelo de superficie IBIS, desarrollado para representar procesos
 197 de superficie con foco en ecosistemas brasileños y de algunas otras partes de Sudamérica
 198 (<http://www.ccst.inpe.br/inland/>; Goergen et al., 2020). El modelo es capaz de representar
 199 procesos del sistema suelo-vegetación-atmósfera a través de intercambios de energía, cantidad
 200 de movimiento, agua y carbono. Además simula procesos fisiológicos de la vegetación, como
 201 fotosíntesis, conductancia estomática y respiración, y el balance de carbono terrestre a través
 202 de simular la productividad primaria neta, la respiración del suelo y la descomposición de

Artículo en edición

203 materia orgánica. LPJmL4 por su parte, está basado en el modelo dinámico de vegetación
204 global LPJ. Algunos de los procesos que simula son: los cambios en los ciclos de agua y
205 carbono debido al uso del suelo, la fenología específica y la estacionalidad de los flujos de CO₂
206 de las áreas dónde prevalece la agricultura y la producción de cultivos y pasturas (Schaphoff
207 et al., 2018).

208
209 En la Tabla I se presentan los dos DGVMs y las variables requeridas para forzarlos. Los
210 forzantes atmosféricos fueron analizados en Rosales (2023). El cálculo de la ET y sus
211 componentes en cada DGVM se realiza de distinta manera: en inLand se parametrizan las
212 componentes de la ET y luego se las suma para obtener el valor total, mientras que en LPJmL4
213 se calcula la ET potencial (ETP) según Priestley y Taylor (1972), y luego se la restringe para
214 hallar sus componentes.

215
216 inLand calcula la E_i según la ecuación 1, donde f_l es la fracción de hojas húmedas por agua
217 interceptada, q_{def} es el déficit de humedad en la atmósfera, LAI el índice de área ocupada por
218 las hojas (que se calcula como producto entre el carbono en el reservorio de biomasa de las
219 hojas y el área específica de las hojas), f_s la fracción de tallos húmedos, y SAI es el índice de
220 área ocupada por tallos. La E_b (ecuación 2), depende directamente de la densidad del aire ρ y
221 de q_{def} e inversamente de la resistencia aerodinámica, r_a , y la E_t según la ecuación 3, siendo r_b
222 la resistencia estomática de la vegetación (Goergen et al., 2020).

$$223 \quad E_i = f_l q_{\text{def}} LAI + f_s q_{\text{def}} SAI \quad (1), \quad E_b = \rho q_{\text{def}} \frac{1}{r_a} \quad (2), \quad E_t = \rho q_{\text{def}} \frac{1}{r_b} LAI \quad (3)$$

224 Por su parte, la ETP en LPJmL4 depende de la radiación neta en superficie, el calor latente de
225 vaporización, la constante psicrométrica, y la pendiente de la curva de presión de vapor de
226 saturación, estas últimas tres dependen de la temperatura. Luego, calcula E_i según la ecuación
227 4, dónde I se calcula según la ecuación 5 siendo N la cantidad de PFTs, I_{PFT} el parámetro de
228 almacenamiento de E_i y, al igual que el LAI_{PFT} (calculado como una relación directa entre la
229 biomasa de las hojas y la longevidad de las hojas en un mes e indirecta con el área de las
230 coronas), es específico de cada PFT, y P la precipitación diaria. E_b se calcula según la ecuación
231 6, donde ETP se reduce si hay agua congelada o si se utilizó para E_i , w es el mínimo entre 1 y

232 la fracción entre la cantidad de agua disponible para evaporar a menos de 30 cm de profundidad
 233 y la capacidad de contener agua del suelo, y f_v es la fracción de superficie cubierta por
 234 vegetación. LPJmL4 simula E_t siguiendo Federer (1982), según la ecuación 7, donde S es la
 235 función de suministro de agua del suelo disponible para la planta y depende, para cada PFT, de
 236 la capacidad máxima de transporte de agua en la vegetación, del agua accesible para esta, y de
 237 la fenología de cada PFT; y D es la función de demanda atmosférica, que se calcula teniendo
 238 en cuenta la E_i , un índice de transpiración, de fotosíntesis, y un factor de escala de conductancia
 239 (Schaphoff et al., 2018).

$$240 \quad E_i = \min(ETP, I) \quad (4), \quad I = \sum_1^N I_{PFT} LAI_{PFT} P \quad (5),$$

$$241 \quad E_b = ETP w^2 (1 - f_v) \quad (6), \quad E_t = \min(S, D) f_v \quad (7)$$

242

243 Ambos DGVMs han sido forzados por los conjuntos de datos atmosféricos, GSWP3
 244 (<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GSWP3/exp1.html>) y WATCH-WFDEI
 245 (<https://www.isimip.org/gettingstarted/input-data-bias-adjustment/details/5/>), con resolución
 246 espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y temporal de 3h, dando como resultado 4 simulaciones, a una resolución
 247 espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ y temporal mensual en el período 1950-2010
 248 (<https://zenodo.org/record/6374203>). Las simulaciones cuentan con un spin-up de entre 1000
 249 y 2000 años para que la vegetación, los reservorios de carbono en el suelo y el clima estén en
 250 equilibrio (Ruscica et al., 2022).

251

252 **2.2. Base de datos de evapotranspiración de referencia**

253

254 En este trabajo utilizamos datos del *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM)
 255 en su versión 3.5a (www.gleam.eu) como base de referencia para comparar la ET y sus
 256 componentes con aquellas resultantes de los DGVMs. GLEAM es un algoritmo que estima
 257 flujos evaporativos en la superficie terrestre, entre otras variables, usando información satelital.
 258 De manera similar a LPJmL4, estima la ETP a partir de Priestley y Taylor (1972), y luego
 259 restringe ese valor para obtener la ET y sus componentes (Martens et al., 2017). La E_i se estima
 260 con el modelo analítico de Gash (Gash, 1979; Miralles et al., 2011). La E_b se calcula

261 restringiendo ETP a partir de un factor de estrés evaporativo calculado sólo en función de la
 262 humedad del suelo en superficie. Por otro lado, la Et se obtiene restringiendo ETP a partir de
 263 un factor empírico de estrés evaporativo que se calcula en base a la humedad del suelo a la
 264 profundidad a la que se encuentran las raíces, y el parámetro *Vegetation Optical Depth*,
 265 determinado a partir del rango de las microondas, y que está íntegramente relacionado con la
 266 humedad de la vegetación (Liu et al., 2013). Estos datos están disponibles a una resolución
 267 espacial de 0.25° x 0.25° y temporal mensual en 1980-2020.

268

269 **2.3. Interacción suelo-atmósfera**

270

271 Seneviratne et al. (2010) plantean que una correlación entre la ET y la T negativa ($\rho(ET, T) <$
 272 0) es un buen indicador de interacción suelo-atmósfera. Para cuantificarla utilizamos un índice
 273 que se construye a partir de una correlación de Pearson entre la ET modelada, y la T utilizada
 274 como forzante del DGVM. Para el cálculo se filtra previamente la tendencia lineal a la T y a la
 275 ET, luego se correlacionan y entonces, se considera interacción suelo-atmósfera dónde esta
 276 correlación es negativa y significativa al 95%. Entonces, el índice será el valor absoluto de esta
 277 correlación en dónde se cumplan esas dos condiciones. De esta forma valores mayores indican
 278 regiones donde la interacción suelo-atmósfera es más fuerte.

279

280 Como la interacción suelo-atmósfera puede variar entre estaciones del año, se realizó este
 281 cálculo para valores trimestrales (DEF, marzo-abril-mayo (MAM), junio-julio-agosto (JJA) y
 282 septiembre-octubre-noviembre (SON)). Para investigar la interacción suelo-atmósfera de cada
 283 componente de la ET, usamos el mismo criterio: coeficiente de correlación de Pearson $\rho(Ex, T)$
 284 negativo y significativo al 95%, donde Ex representa cada una de las tres componentes de la
 285 ET (Et, Ei, Eb). Como en el período de análisis de este trabajo (1981-2010), la T en las bases
 286 de datos GSWP3 y WATCH-WFDEI no presentan diferencias apreciables (Rosales, 2023),
 287 elegimos arbitrariamente utilizar GSWP3 para el cálculo de interacción suelo-atmósfera de
 288 GLEAM.

289

290 **3. RESULTADOS**

291

292 Con el propósito de identificar el comportamiento espacial de la ET modelada en Sudamérica,
293 en las Figuras 1a-e se muestran los valores medios en el período 1981-2010 de la ET anual
294 según las cuatro simulaciones y según el algoritmo satelital GLEAM, y en las Figuras 1f-j, su
295 variabilidad interanual, calculada como el desvío estándar de la ET anual. Se distingue ET
296 baja, de menos de 600 mm/año, en regiones semiáridas como la Patagonia Argentina, la región
297 central de la Cordillera de los Andes, y el noreste de Brasil (Figuras 1a-e). Por otro lado, en las
298 Figuras 1f-j se puede observar que, si bien la variabilidad interanual de la Patagonia Argentina
299 y la región central de la Cordillera de los Andes es baja (menos de 50 mm/año), no sucede lo
300 mismo en el noreste de Brasil, donde se observa un variabilidad interanual superior a 130
301 mm/año. La región amazónica presenta la ET media mayor del continente, pero con grandes
302 discrepancias de magnitud (500 mm/año) entre inLand, LPJmL4 y GLEAM (Figuras 1a-e), lo
303 cual es consistente con Sörensson y Ruscica (2018). Esto puede ser causa de que es la región
304 con mayor vegetación de Sudamérica, y hay grandes incertidumbres en la representación de la
305 ET asociadas a la simulación de la vegetación (i.e. en el sur de la región en JJA, Christoffersen
306 et al., 2014). Algunas causas de esta incertidumbre entre productos puede ser la diferencia en
307 la representación en PFTs (Hartley et al., 2017); la simulación de las raíces de la vegetación
308 (Sakschewski et al., 2021), factor muy relevante para el cálculo de la Et, o el LAI (Berg y
309 Sheffield, 2019). Si bien las cuatro simulaciones dan menor ET media que GLEAM (Figura
310 1e), el DGVM inLand (Figuras 1a-b) se aproxima mejor a estos valores satelitales que el
311 DGVM LPJmL4 (Figuras 1c-d). Además, en la región Amazónica puede observarse que la
312 variabilidad interanual de la ET toma valores menores a 60 mm/año en los cinco productos
313 (Figuras 1f-j), aunque el patrón espacial de esta variable en GLEAM (Figura 1j) se asemeja
314 más al de inLand (Figuras 1f-g) que al de LPJmL4 (Figuras 1h-i). Por otro lado, también se
315 observa una región de gran variabilidad interanual (mayor a 100 mm/año) en el norte de
316 Paraguay y sur de Bolivia según LPJmL4 y GLEAM (Figuras 1h-j), aunque inLand (Figuras
317 1f-g), presenta estos valores en una región mayor que se extiende desde el norte de Bolivia
318 hasta el norte de la Patagonia Argentina. Otra característica que podemos observar, en la Figura

319 1, es que existe mayor diferencia entre modelos que entre forzantes atmosféricos, es decir, los
 320 patrones espaciales de un modelo forzado con dos bases atmosféricas distintas son más
 321 similares entre sí que dos modelos forzados por el mismo forzante. Los cinco productos
 322 presentan un patrón espacial de ET media (Figuras 1a-e) similar al hallado por Liu et al. (2021)
 323 con el producto GLDAS, y por Mueller et al. (2011) y Sörensson y Ruscica (2018) con distintos
 324 productos, entre ellos, modelos de superficie, y estimaciones con datos satelitales.

325
 326 Si bien el patrón espacial de la ET anual media es similar en los cinco productos, no
 327 necesariamente lo será el de sus componentes (Miralles et al., 2016). Se presenta en la Figura
 328 2 la fracción de ET anual media explicada por cada una de sus componentes. Al igual que con
 329 la ET media, existe mayor similitud entre modelos que entre forzantes para las componentes.
 330 La Et de GLEAM (Figura 2e) explica gran parte, e incluso en algunas zonas como el centro-
 331 este de Brasil, la totalidad de la ET, con un patrón espacial similar al de LPJmL4 (Figuras 2c-
 332 d). No obstante, las simulaciones de inLand muestran una fracción de la Et (Figuras 2a-b)
 333 menor que los otros productos, llegando incluso a presentar un mínimo local en la región
 334 amazónica de aproximadamente 0,2. Por otro lado, el patrón espacial de la fracción de la Ei,
 335 con máximos de 0,7 en la región amazónica, es similar en los cinco productos (Figuras 2f-j).
 336 En este caso, las simulaciones de inLand (Figuras 2f-g) estiman mayor magnitud que los demás
 337 productos en todo Sudamérica, probablemente porque el LAI es utilizado en el cálculo de la
 338 Ei, e inLand sobreestima esta magnitud, ya que sobreestima el carbono en el reservorio de
 339 biomasa de las hojas (Rezende et al., 2022). Este comportamiento se observó en otros trabajos
 340 utilizando inLand en todo Sudamérica (Wei et al., 2017), y en especial, en la región amazónica.
 341 Wei et al. (2017) encontraron que la mayor fuente de incertidumbre de la Et modelada es la
 342 mala representación de la Ei, es por ello que era esperado que la Et disminuya en dónde Ei
 343 aumenta a causa de la sobreestimación del LAI. Por otro lado, Eb es la componente de la ET
 344 que menos discrepancias presenta, en su patrón espacial, entre los cinco productos. Al igual
 345 que lo hallado por Lawrence et al. (2007), Eb contribuye a la ET sólo en la Patagonia Argentina
 346 y en la Cordillera de los Andes, llegando a ser incluso la totalidad de la ET en el desierto de
 347 Atacama. En resumen, la Et contribuye en mayor medida a la ET que las otras dos componentes

348 (Lawrence et al., 2007) en todo Sudamérica, exceptuando las estimaciones de E_i de inLand en
349 la región amazónica.

350

351 En la Figura 3 podemos observar el comportamiento de la variabilidad interanual de las tres
352 componentes de la ET según las cuatro simulaciones y GLEAM. Nuevamente podemos
353 apreciar que hay mayor similitud entre modelos que entre forzantes, y que GLEAM presenta
354 mayor similitud con LPJmL4 que con inLand. Se puede apreciar que, independientemente del
355 comportamiento medio de la E_t (Figuras 2a-e), su variabilidad interanual (Figuras 3a-e) es muy
356 similar a la de la ET total en los cinco productos (Figuras 1f-j), con máximos en el centro del
357 continente y al noreste de Brasil de más de 120 mm/año. Por otro lado, se observa que, en
358 general, la magnitud de la variabilidad interanual de la E_i (Figuras 3f-j) es menor. Aun así,
359 presenta máximos locales de no más de 100 mm/año, en las regiones vegetadas de Sudamérica
360 como es el Amazonas. Por último, la E_b presenta variabilidad interanual (Figuras 3k-o) nula
361 en casi todo el continente, debido a la poca contribución de esta componente a la ET (Figuras
362 2k-o). Incluso en las regiones en las que la E_b es relevante para la ET (la Patagonia Argentina
363 y la Cordillera de los Andes), su variabilidad interanual presenta valores bajos, de alrededor de
364 40 mm/año.

365

366 En la Figura 4 podemos analizar el comportamiento de la ET estacional, ya que se presentan
367 sus valores medios del ensamble de cuatro simulaciones, la amplitud de este ensamble como
368 una medida de la incertidumbre del mismo, y los valores de la ET media estacional de GLEAM.
369 Se puede observar que no hay grandes diferencias entre las simulaciones en DEF y MAM, dado
370 que la amplitud es prácticamente cero, excepto por pequeñas regiones, principalmente al norte
371 de Sudamérica. Sin embargo, en JJA, principalmente y también en SON, se hallan algunas
372 diferencias de hasta 300 mm/trimestre (100 mm/trimestre más que el valor medio del ensamble)
373 en el centro del continente. El sur amazónico es la zona de mayor incertidumbre en las
374 simulaciones en la estación seca (JJA), resultado reconocido en la literatura (Christoffersen et
375 al., 2014; Sorensson y Ruscica, 2018). En particular, Rezende et al. (2022) encuentra que
376 inLand sobreestima ET respecto a GLEAM y a observaciones, mientras que LPJmL4 la

Artículo en edición

377 subestima. En una versión de LPJmL4 mejorada respecto al esquema y a las parametrizaciones
 378 de las raíces, Sakschewski et al. (2021) logra mejorar la representación de ET en dicha región.
 379

380 Respecto a los valores medios estacionales, hay gran similitud entre el patrón espacial del
 381 ensamble y de GLEAM. En los trimestres de transición el máximo de ET se da alrededor del
 382 ecuador, en la región amazónica, mientras que en DEF se extiende hacia el centro del
 383 continente y en JJA al norte. Básicamente, los patrones estacionales de la ET son similares a
 384 los de la precipitación (Figura 1a-d en Ruscica et al., 2016) con algunas excepciones. El
 385 máximo de ET en DEF no se encuentra en el centro de Brasil donde se establece el máximo de
 386 la fase madura del monzón sudamericano, sino un poco más al sur, alrededor del Pantanal en
 387 la triple frontera de Brasil, Bolivia y Paraguay. Esto es porque durante la estación lluviosa los
 388 altos niveles de nubosidad limitan la radiación entrante y por ende la ET se ve disminuida.
 389 Existen regiones, como la Patagonia Argentina o la cordillera de los Andes, donde la variación
 390 de la ET a lo largo del año es pequeña (menor a 20 mm/año) (Figuras 1f-j), ya que la ET
 391 también es baja (menos de 50 mm/trimestre) (Figura 4). Sin embargo, en regiones semiáridas
 392 como el noreste de Brasil, la ET depende en gran medida de la época del año (Figura 4), con
 393 variabilidad interanual de más de 130 mm/año como observamos en las Figuras 1f-j.
 394

395 Para analizar la interacción suelo-atmósfera estacional, en la Figura 5 se muestra la cantidad
 396 de simulaciones cuyo indicador de interacción $\rho(ET,T)$ es negativo y significativo (ver
 397 metodología), y se muestra para los cuatro trimestres del año dado que la ubicación de los
 398 *hotspots* puede variar a lo largo del año. Además se indica las regiones en las que GLEAM
 399 presenta interacción suelo-atmósfera con líneas. En DEF (Figura 5a) se observa que las cuatro
 400 simulaciones y GLEAM presentan *hotspots* en el centro de Argentina y en el noreste de Brasil,
 401 un patrón reconocido en la literatura en el contexto de la interacción suelo-atmósfera (Coronato
 402 et al., 2020; Menéndez et al., 2019; Spennemann et al., 2018; Ruscica et al., 2016; Ruscica et
 403 al., 2015; Ruscica et al., 2014; Sörensson y Menéndez, 2011). Las simulaciones y GLEAM
 404 coinciden además en que existe interacción en la Patagonia Argentina, pero como la ET, y su
 405 variabilidad interanual son mínimas en esta región (Figuras 1f-j y 4a,c) no son de gran

406 relevancia para la interacción suelo-atmósfera. El *hotspot* del noreste de Brasil se mantiene
 407 durante el trimestre MAM y JJA, y se desplaza al suroeste durante SON, similar a lo hallado
 408 con distintos productos por Baker et al. (2021). Por otro lado, comparable a lo hallado por
 409 Ruscica et al. (2016), se observa un *hotspot* de gran extensión espacial en Argentina en SON.
 410 Cabe destacar que los *hotspots*, que suelen ubicarse en zonas de transición climática, coinciden
 411 con regiones en donde la ET media toma valores intermedios (100-300 mm/trimestre, Figura
 412 4).

413

414 Dado que en DEF se hallaron los reconocidos *hotspots* en el centro-norte de Argentina y en el
 415 noreste de Brasil, nos preguntamos si hay alguna componente de la ET que está contribuyendo
 416 en mayor medida a ese resultado. Para analizar esto, en la Figura 6 se presenta el índice de
 417 interacción suelo-atmósfera para ET ($|\rho(ET,T)|$) y para sus tres componentes ($|\rho(E_x,T)|$, $x=t, i,$
 418 b) calculados por las cuatro simulaciones y GLEAM en dicha estación. Estos *hotspots* están
 419 más localizados sobre Argentina central y la esquina noreste de Brasil en las simulaciones del
 420 DGVM inLand que en las de LPJmL4 (Figuras 6a-d), aunque las magnitudes del índice de las
 421 cuatro simulaciones sean similares (entre 0,5 y 0,8) a las de GLEAM (Figura 6e). Las
 422 simulaciones de LPJmL4 (Figuras 6c-d) muestran además interacción suelo-atmósfera en
 423 regiones aisladas del norte de Sudamérica, con magnitudes mayores a 0,5, llegando a ser de
 424 hasta 0,8. Respecto a la Et, las cuatro simulaciones y GLEAM coinciden en mostrar interacción
 425 suelo-atmósfera por Et en el noreste de Brasil, y en el centro de Argentina, con índices entre
 426 0,5 y 0,8 (Figuras 6f-j). Por otro lado, LPJmL4 muestra, en algunas regiones del norte de
 427 Sudamérica, interacción suelo-atmósfera por Et (Figuras 6h-i) similar en magnitud con el
 428 *hotspot* de ET observado. Se puede notar que las regiones de interacción suelo-atmósfera por
 429 Et (Figuras 6f-j) coinciden, tanto con los *hotspots* (Figuras 6a-e), cómo parcialmente con las
 430 regiones de mayor variabilidad interanual de Et en DEF (similar a la variabilidad interanual de
 431 los valores anuales de las figuras 3a-e). A su vez, no se halla gran variabilidad de la Ei y la Eb
 432 en DEF en estas regiones (similar a la variabilidad interanual de los valores anuales de las
 433 figuras 3f-o). Es decir que al ser la Et la componente de la ET que más varía, es así la que más
 434 variaciones en la atmósfera produce. De esta forma, parece correcto indicar que la Et es una

435 componente de la ET de suma relevancia para la interacción suelo-atmósfera. En las Figuras
 436 6k-o se observa que las cuatro simulaciones y GLEAM coinciden en que hay interacción suelo-
 437 atmósfera por E_i en el norte y noreste de Brasil, y al norte de la Patagonia Argentina, con
 438 magnitudes desde 0,4 a 0,8. El índice de interacción suelo-atmósfera con E_i puede estar dando
 439 alto en estas regiones debido a que hay alta correlación negativa entre la T y la precipitación
 440 (no mostrado), y en esta región la precipitación modula la E_i ya que la vegetación y la energía
 441 disponible en la atmósfera son abundantes. Aunque este patrón espacial sólo coincide
 442 parcialmente con los *hotspots* de ET, es posible identificar algunas regiones en donde, al igual
 443 que E_t , E_i también es relevante para la interacción suelo-atmósfera, como el noreste de Brasil,
 444 con índices de magnitudes similares al de los *hotspots*. Por último, E_b es la componente de la
 445 ET que menos explica los *hotspots* de ET (Figuras 6p-t). En general, las regiones en las que
 446 esta componente muestra interacción suelo-atmósfera, son pequeñas y con un índice de solo
 447 0,4. LPJmL4 y GLEAM muestran interacción suelo-atmósfera por E_b en algunas regiones más
 448 que inLand, como por ejemplo en el sur de Argentina, y en el norte de Sudamérica. De todos
 449 modos, no tiene gran relevancia ya que la variabilidad interanual de la E_b , es menor a 40
 450 mm/año (Figuras 3k-o), por lo que no habrá variaciones significativas que afecten a la
 451 atmósfera.

452

453 4. CONCLUSIONES

454

455 En este trabajo se busca entender si los *hotspots* de interacción suelo-atmósfera, ya conocidos
 456 por trabajos previos (Coronato et al., 2020; Menéndez et al., 2019; Spennemann et al., 2018;
 457 Ruscica et al., 2016; Ruscica et al., 2015; Ruscica et al., 2014; Sörensson y Menéndez, 2011),
 458 están dominados por alguna de las componentes de la evapotranspiración (transpiración o
 459 interceptación de la vegetación, o evaporación desde el suelo desnudo). Para eso, utilizamos dos
 460 modelos globales de vegetación dinámica, forzados con dos conjuntos de datos atmosféricos
 461 diferentes, y un algoritmo satelital. Con estos datos, se analizaron los valores medios de la
 462 evapotranspiración anual, y su partición en sus componentes en el período 1981-2010. En
 463 particular, se estudiaron los promedios estacionales de la evapotranspiración en las cuatro
 464 simulaciones. Mas aún se analizó la contribución de las componentes de la evapotranspiración
 465 a estos *hotspots* en diciembre-enero-febrero.

466

467 Se pudo ver que la evapotranspiración media en Sudamérica es similar en los cinco productos
 468 utilizados, y similar a lo hallado por Liu et al. (2021) y por Mueller et al. (2011). Aun así, hubo

469 algunas discrepancias entre productos en las regiones más vegetadas, consistente con lo que
470 plantean Sakschewski et al. (2021), Berg y Sheffield (2019) y Hartley et al. (2017). En
471 particular, se encontraron mayores diferencias entre distintos modelos globales de vegetación
472 dinámica que entre simulaciones con distintos forzantes atmosféricos. El modelo inLand
473 mostró un patrón de evapotranspiración media anual más similar al algoritmo satelital GLEAM
474 que el modelo LPJmL4. De todas formas, aunque la incertidumbre en la representación de la
475 evapotranspiración actual es alta (Sörensson y Ruscica, 2018), las estimaciones de
476 evapotranspiración evaluadas en este trabajo presentaron un patrón espacial similar. No ocurrió
477 lo mismo con la partición en componentes. Principalmente, se observaron grandes diferencias
478 en la representación de la partición de la evapotranspiración entre transpiración e interceptión
479 entre modelos, consistente con varios trabajos (Lawrence et al., 2007; Schlesinger y Jasechko,
480 2014; Wang et al., 2014). Principalmente hubo gran incertidumbre en la representación de la
481 transpiración, y en menor medida de la interceptión, consistente con Berg y Sheffield (2019).
482 Es decir que, diferentes fuentes de información climática pueden estimar distinto las
483 componentes de la evapotranspiración, sin que ello produzca necesariamente la misma
484 discrepancia en la evapotranspiración (Berg y Sheffield, 2019; Miralles et al., 2016). Por otro
485 lado, la partición entre componentes de GLEAM mostró mayor similitud con el modelo
486 LPJmL4 que con el modelo inLand debido a que tanto GLEAM como LPJmL4 se basan en el
487 mismo algoritmo. La componente de la evapotranspiración más relevante es la transpiración,
488 consistente con lo hallado por varios trabajos (Miralles et al., 2016; Wei et al., 2017; y Berg y
489 Sheffield, 2019). Miralles et al. (2016) además mostraron que, comparando con otros productos
490 satelitales, GLEAM muestra mayor proporción de transpiración que los otros productos y
491 menor de las otras dos componentes (interceptión y evaporación desde el suelo).

492
493 Los *hotspots* de interacción suelo-atmósfera representados con valores significativos y
494 negativos de la correlación entre la evapotranspiración y la temperatura del aire en superficie,
495 a lo largo de los cuatro trimestres del año fueron consistentes con los hallados por Ruscica et
496 al. (2016) y Baker et al. (2021). Además los *hotspots* encontrados con las simulaciones fueron
497 los mismos que los hallados con GLEAM. En particular en diciembre-enero-febrero, se
498 hallaron *hotspots* en el noreste de Brasil, y el centro de Argentina, es decir, un patrón
499 reconocido en varios trabajos previos (Coronato et al., 2020; Menéndez et al., 2019;
500 Spennemann et al., 2018; Ruscica et al., 2016; Ruscica et al., 2015; Ruscica et al., 2014;
501 Sörensson y Menéndez, 2011).

502
503 Aunque la partición en componentes de la evapotranspiración mostró grandes diferencias entre
504 modelos, no ocurrió lo mismo con las regiones de interacción suelo-atmósfera dadas por cada
505 componente. En este trabajo pudimos concluir que, tanto con las simulaciones, como con
506 GLEAM, la transpiración es la componente de la evapotranspiración que más influencia estos
507 *hotspots*. Esto es así, no solo porque la transpiración presenta un patrón de interacción suelo-
508 atmósfera similar a los *hotspots* de evapotranspiración, sino porque también, en estas regiones,
509 la transpiración representa gran parte de la evapotranspiración. Aun así, aunque de menor
510 relevancia, no podemos descartar la contribución de la interceptión en estas regiones. Nuestros
511 resultados contribuyen a la generación de conocimiento sobre la interacción suelo-atmósfera,
512 dejando en evidencia la importancia de mejorar la representación de las componentes de la

513 evapotranspiración, tanto en modelos numéricos cómo satelitales, ya que esto mejorará la
514 representación de los *hotspots*.

515

516 **AGRADECIMIENTOS**

517

518 El proyecto CLIMAX fue financiado por Belmont Forum/ANR-15-JCL/-0002-01,
519 BMBFFKZ01LP1610A, y FAPESP-BELMONT-Process 2015/50687-8. Este trabajo fue
520 parcialmente financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica
521 (ANPCyT), Argentina [PICT-2018-02511, PICT 2021-I-A-01097]; el Consejo Nacional de
522 Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina [PIP-112-2020-010214CO]; y
523 the Inter-American Institute for Global Change Research [Proyecto SGP-HW 090].

524

525 **REFERENCIAS**

526 Baker, J. C., and Coauthors, 2021: An assessment of land–atmosphere interactions over South
527 America using satellites, reanalysis, and two global climate models. *Journal of*
528 *Hydrometeorology*, 22, 905–922, doi:10.1175/jhm-d-20-0132.1.

529 Baldocchi, D., and Coauthors, 2001: FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial
530 variability of ecosystem–scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin*
531 *of the American Meteorological Society*, 82, 2415–2434, doi:10.1175/1520-
532 0477(2001)082<2415:fantts>2.3.co;2.

533 Beck, H. E., A. I. van Dijk, P. R. Larraondo, T. R. McVicar, M. Pan, E. Dutra, and D. G.
534 Miralles, 2022: MSWX: Global 3-hourly 0.1° bias-corrected meteorological data including
535 near-real-time updates and forecast ensembles. *Bulletin of the American Meteorological*
536 *Society*, 103, doi:10.1175/bams-d-21-0145.1.

537 Berg, A., and J. Sheffield, 2019: Evapotranspiration partitioning in CMIP5 models:
538 Uncertainties and future projections. *Journal of Climate*, 32, 2653–2671, doi:10.1175/jcli-d-
539 18-0583.1.

540 Bonan, G. B., S. Levis, L. Kergoat, and K. W. Oleson, 2002: Landscapes as patches of plant
541 functional types: An integrating concept for climate and ecosystem models. *Global*
542 *Biogeochemical Cycles*, 16, doi:10.1029/2000gb001360.

543 Carlyle-Moses, D. E., 2004: Throughfall, stemflow, and canopy interception loss fluxes in a
544 semi-arid Sierra Madre Oriental Matorral Community. *Journal of Arid Environments*, 58, 181–
545 202, doi:10.1016/s0140-1963(03)00125-3.

- 546 Chen, S., W. Wei, B. Tong, and L. Chen, 2023: Effects of soil moisture and vapor pressure
547 deficit on canopy transpiration for two coniferous forests in the Loess Plateau of China.
548 *Agricultural and Forest Meteorology*, 339, 109581, doi:10.1016/j.agrformet.2023.109581.
- 549 Christoffersen, B. O., and Coauthors, 2014: Mechanisms of water supply and vegetation
550 demand govern the seasonality and magnitude of evapotranspiration in Amazonia and Cerrado.
551 *Agricultural and Forest Meteorology*, 191, 33–50, doi:10.1016/j.agrformet.2014.02.008.
- 552 Coronato, T., and Coauthors, 2020: The impact of soil moisture–atmosphere coupling on daily
553 maximum surface temperatures in southeastern South America. *Climate Dynamics*, 55, 2543–
554 2556, doi:10.1007/s00382-020-05399-9.
- 555 David, J. S., F. Valente, and J. H. Gash, 2005: Evaporation of intercepted rainfall. *Encyclopedia*
556 *of Hydrological Sciences*, doi:10.1002/0470848944.hsa046.
- 557 Dunkerley, D., 2000: Measuring interception loss and canopy storage in dryland vegetation: A
558 brief review and evaluation of available research strategies. *Hydrological Processes*, 14, 669–
559 678, doi:10.1002/(sici)1099-1085(200003)14:4<669::aid-hyp965>3.0.co;2-i.
- 560 Federer, C. A., 1982: Transpirational supply and demand: Plant, soil, and atmospheric effects
561 evaluated by simulation. *Water Resources Research*, 18, 355–362,
562 doi:10.1029/wr018i002p00355.
- 563 Gash, J. H., 1979: An analytical model of rainfall interception by forests. *Quarterly Journal of*
564 *the Royal Meteorological Society*, 105, 43–55, doi:10.1002/qj.49710544304.
- 565 Goergen, G., R. H. Valdés, G. A. Degrazia, R. A. Gotuzzo, D. L. Herdies, L. G. de Gonçalves,
566 and D. R. Roberti, 2020: Energy and CO₂ fluxes over native fields of southern Brazil through
567 multi-objective calibration of Inland Model. *Geosciences*, 10, 479,
568 doi:10.3390/geosciences10120479.
- 569 Goymer, P., 2017: Spotlight on South America. *Nature Ecology & Evolution*, 1,
570 doi:10.1038/s41559-017-0129.
- 571 Hartley, A. J., N. MacBean, G. Georgievski, and S. Bontemps, 2017: Uncertainty in plant
572 functional type distributions and its impact on land surface models. *Remote Sensing of*
573 *Environment*, 203, 71–89, doi:10.1016/j.rse.2017.07.037.
- 574 Jahromi, M. N., D. Miralles, A. Koppa, D. Rains, S. Zand-Parsa, H. Mosaffa, and S. Jamshidi,
575 2022: Ten Years of gleam: A review of scientific advances and applications. *Computational*
576 *Intelligence for Water and Environmental Sciences*, 525–540, doi:10.1007/978-981-19-2519-
577 1_25.
- 578 Jung, M., and Coauthors, 2020: Scaling carbon fluxes from eddy covariance sites to Globe:
579 Synthesis and evaluation of the FLUXCOM approach. *Biogeosciences*, 17, 1343–1365,
580 doi:10.5194/bg-17-1343-2020.

- 581 Koster, R. D., and Coauthors, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and
582 precipitation. *Science*, 305, 1138–1140, doi:10.1126/science.1100217.
- 583 Kumar, S., T. Holmes, D. Mocko, S. Wang, and C. Peters-Lidard, 2018: Attribution of flux
584 partitioning variations between land surface models over the continental U.S. *Remote Sensing*,
585 10, 751, doi:10.3390/rs10050751.
- 586 Lawrence, D. M., P. E. Thornton, K. W. Oleson, and G. B. Bonan, 2007: The partitioning of
587 evapotranspiration into transpiration, soil evaporation, and canopy evaporation in a GCM:
588 Impacts on land–atmosphere interaction. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 862–880,
589 doi:10.1175/jhm596.1.
- 590 Li, W., H.-J. Hendricks Franssen, P. Brunner, Z. Li, Z. Wang, Y. Wang, and W. Wang, 2022:
591 The role of soil texture on diurnal and seasonal cycles of potential evaporation over saturated
592 bare soils – lysimeter studies. *Journal of Hydrology*, 613, 128194,
593 doi:10.1016/j.jhydrol.2022.128194.
- 594 Liu, Y. Y., A. I. van Dijk, M. F. McCabe, J. P. Evans, and R. A. de Jeu, 2013: Global vegetation
595 biomass change (1988–2008) and attribution to environmental and human drivers. *Global
596 Ecology and Biogeography*, 22, 692–705, doi:10.1111/geb.12024.
- 597 Liu, Y., Q. Yue, Q. Wang, J. Yu, Y. Zheng, X. Yao, and S. Xu, 2021: A framework for actual
598 evapotranspiration assessment and projection based on meteorological, vegetation and
599 hydrological remote sensing products. *Remote Sensing*, 13, 3643, doi:10.3390/rs13183643.
- 600 Magliano, P. N., D. D. Breshears, R. J. Fernández, and E. G. Jobbágy, 2015: Rainfall intensity
601 switches ecohydrological runoff/runon redistribution patterns in dryland vegetation patches.
602 *Ecological Applications*, 25, 2094–2100, doi:10.1890/15-0550.1.
- 603 Martens, B., and Coauthors, 2017: Gleam v3: Satellite-based land evaporation and root-zone
604 soil moisture. *Geoscientific Model Development*, 10, 1903–1925, doi:10.5194/gmd-10-1903-
605 2017.
- 606 Martens, B., W. Waegeman, W. A. Dorigo, N. E. Verhoest, and D. G. Miralles, 2018:
607 Terrestrial evaporation response to modes of climate variability. *npj Climate and Atmospheric
608 Science*, 1, doi:10.1038/s41612-018-0053-5.
- 609 Melo, D. C., and Coauthors, 2021: Are remote sensing evapotranspiration models reliable
610 across South American ecoregions? *Water Resources Research*, 57,
611 doi:10.1029/2020wr028752.
- 612 Menéndez, C. G., and Coauthors, 2019: Temperature variability and soil–atmosphere
613 interaction in South America simulated by two regional climate models. *Climate Dynamics*,
614 53, 2919–2930, doi:10.1007/s00382-019-04668-6.

- 615 Miralles, D. G., T. R. Holmes, R. A. De Jeu, J. H. Gash, A. G. Meesters, and A. J. Dolman,
616 2011: Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. *Hydrology
617 and Earth System Sciences*, 15, 453–469, doi:10.5194/hess-15-453-2011.
- 618 Miralles, D., and Coauthors, 2016: The WACMOS-ET project – part 2: Evaluation of global
619 terrestrial evaporation data sets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 823–842,
620 doi:10.5194/hess-20-823-2016.
- 621 Miralles, D. G., P. Gentine, S. I. Seneviratne, and A. J. Teuling, 2019: Land–atmospheric
622 feedbacks during droughts and Heatwaves: State of the science and current challenges. *Annals
623 of the New York Academy of Sciences*, 1436, 19–35, doi:10.1111/nyas.13912.
- 624 Moreira, A. A., A. L. Ruhoff, D. R. Roberti, V. de Souza, H. R. da Rocha, and R. C. Paiva,
625 2019: Assessment of terrestrial water balance using remote sensing data in South America.
626 *Journal of Hydrology*, 575, 131–147, doi:10.1016/j.jhydrol.2019.05.021.
- 627 Mueller, B., and Coauthors, 2011: Evaluation of global observations-based evapotranspiration
628 datasets and IPCC AR4 simulations. *Geophysical Research Letters*, 38,
629 doi:10.1029/2010gl046230.
- 630 Newman, B. D., and Coauthors, 2006: Ecohydrology of water-Limited Environments: A
631 scientific vision. *Water Resources Research*, 42, doi:10.1029/2005wr004141.
- 632 Notaro, M., 2008: Statistical identification of global hot spots in soil moisture feedbacks among
633 IPCC AR4 models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113,
634 doi:10.1029/2007jd009199.
- 635 Oki, T., and S. Kanae, 2006: Global hydrological cycles and world water resources. *Science*,
636 313, 1068–1072, doi:10.1126/science.1128845.
- 637 Pitman, A. J., 2003: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for
638 climate models. *International Journal of Climatology*, 23, 479–510, doi:10.1002/joc.893.
- 639 Priestley, C. H., and R. J. Taylor, 1972: On the assessment of surface heat flux and evaporation
640 using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100, 81–92, doi:10.1175/1520-
641 0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2.
- 642 Qi, Y., H. Chen, and S. Zhu, 2023: Influence of land–atmosphere coupling on low temperature
643 extremes over Southern Eurasia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128,
644 doi:10.1029/2022jd037252.
- 645 Rezende, L. F., and Coauthors, 2022: Impacts of land use change and atmospheric CO₂ on
646 gross primary productivity (GPP), evaporation, and climate in southern Amazon. *Journal of
647 Geophysical Research: Atmospheres*, 127, doi:10.1029/2021jd034608.
- 648 Rosales D. A., 2023: Tesis de licenciatura “Evapotranspiración modelada en Sudamérica:
649 influencia del cambio climático y del uso del suelo”. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,

- 650 Universidad de Buenos Aires.
651 https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nATM000005_Rosales
- 652 Ruscica, R. C., A. A. Sörensson, and C. G. Menéndez, 2014: Pathways between soil moisture
653 and precipitation in southeastern South America. *Atmospheric Science Letters*, 16, 267–272,
654 doi:10.1002/asl2.552.
- 655 Ruscica, R. C., A. A. Sörensson, and C. G. Menéndez, 2015: Pathways between soil moisture
656 and precipitation in southeastern South America. *Atmospheric Science Letters*, 16, 267–272,
657 doi:10.1002/asl2.552.
- 658 Ruscica, R. C., C. G. Menéndez, and A. A. Sörensson, 2016: Land surface-atmosphere
659 interaction in future South American climate using a multi-model ensemble. *Atmospheric*
660 *Science Letters*, 17, 141–147, doi:10.1002/asl.635.
- 661 Ruscica, R. C., and Coauthors, 2022: Evapotranspiration trends and variability in southeastern
662 South America: The roles of land-cover change and precipitation variability. *International*
663 *Journal of Climatology*, 42, 2019–2038, doi:10.1002/joc.7350.
- 664 Sakschewski, B., and Coauthors, 2021: Variable tree rooting strategies are key for modelling
665 the distribution, productivity and evapotranspiration of tropical evergreen forests.
666 *Biogeosciences*, 18, 4091–4116, doi:10.5194/bg-18-4091-2021.
- 667 Schaphoff, S., and Coauthors, 2018: LPJML4 – a dynamic global vegetation model with
668 managed land – part 1: Model description. *Geoscientific Model Development*, 11, 1343–1375,
669 doi:10.5194/gmd-11-1343-2018.
- 670 Schlesinger, W. H., and S. Jasechko, 2014: Transpiration in the Global Water Cycle.
671 *Agricultural and Forest Meteorology*, 189–190, 115–117,
672 doi:10.1016/j.agrformet.2014.01.011.
- 673 Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky, and
674 A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A
675 Review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125–161, doi:10.1016/j.earscirev.2010.02.004.
- 676 Sörensson, A. A., and C. G. Menéndez, 2011: Summer soil–precipitation coupling in South
677 America. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63, 56, doi:10.1111/j.1600-
678 0870.2010.00468.x.
- 679 Sörensson, A. A., and R. C. Ruscica, 2018: Intercomparison and uncertainty assessment of nine
680 evapotranspiration estimates over South America. *Water Resources Research*, 54, 2891–2908,
681 doi:10.1002/2017wr021682.
- 682 Spennemann, P. C., M. Salvia, R. C. Ruscica, A. A. Sörensson, F. Grings, and H. Karszenbaum,
683 2018: Land-atmosphere interaction patterns in southeastern South America using satellite
684 products and Climate Models. *International Journal of Applied Earth Observation and*
685 *Geoinformation*, 64, 96–103, doi:10.1016/j.jag.2017.08.016.

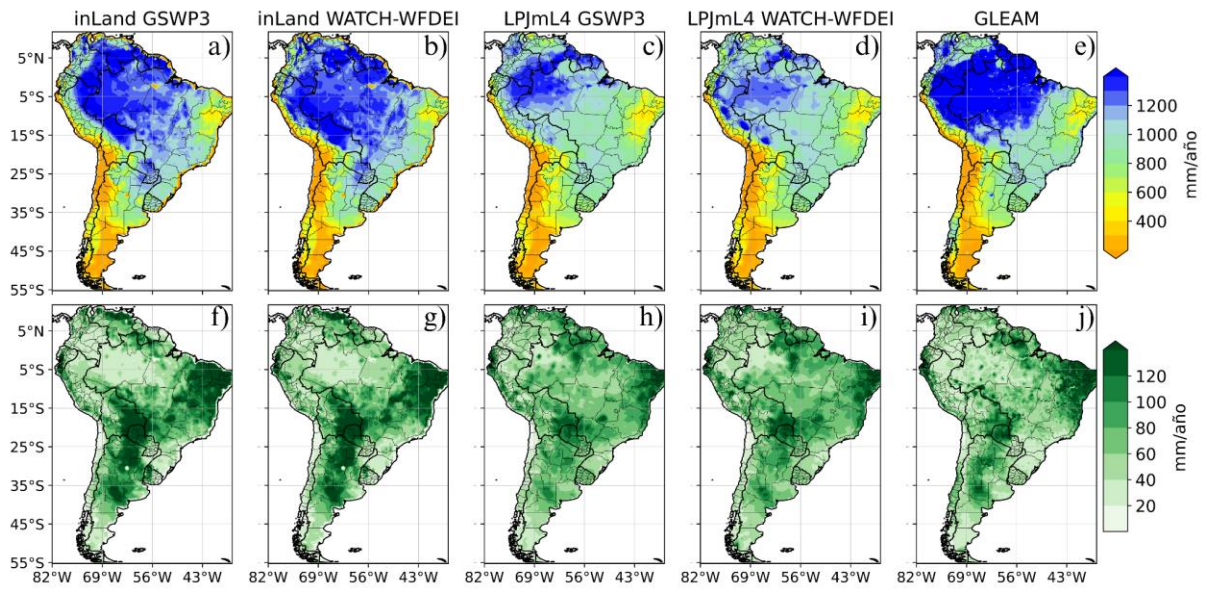
- 686 Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, and J. Kiehl, 2009: Earth's Global Energy Budget. *Bulletin of*
687 *the American Meteorological Society*, 90, 311–324, doi:10.1175/2008bams2634.1.
- 688 Vilà-Guerau de Arellano, J., and Coauthors, 2023: Advancing understanding of land–
689 atmosphere interactions by breaking discipline and scale barriers. *Annals of the New York*
690 *Academy of Sciences*, 1522, 74–97, doi:10.1111/nyas.14956.
- 691 Wang, L., S. P. Good, and K. K. Caylor, 2014: Global synthesis of vegetation control on
692 evapotranspiration partitioning. *Geophysical Research Letters*, 41, 6753–6757,
693 doi:10.1002/2014gl061439.
- 694 Wang, Z., C. Zhan, L. Ning, and H. Guo, 2021: Evaluation of global terrestrial
695 evapotranspiration in CMIP6 models. *Theoretical and Applied Climatology*, 143, 521–531,
696 doi:10.1007/s00704-020-03437-4.
- 697 Wei, Z., K. Yoshimura, L. Wang, D. G. Miralles, S. Jasechko, and X. Lee, 2017: Revisiting
698 the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration. *Geophysical Research*
699 *Letters*, 44, 2792–2801, doi:10.1002/2016gl072235.
- 700 Wild, M., D. Folini, C. Schär, N. Loeb, E. G. Dutton, and G. König-Langlo, 2012: The Global
701 Energy Balance from a surface perspective. *Climate Dynamics*, 40, 3107–3134,
702 doi:10.1007/s00382-012-1569-8.
- 703 Wu, L., and J. Zhang, 2013: Role of land-atmosphere coupling in summer droughts and floods
704 over eastern China for the 1998 and 1999 cases. *Chinese Science Bulletin*, 58, 3978–3985,
705 doi:10.1007/s11434-013-5855-6.
- 706 Zeng, X., M. Barlage, C. Castro, and K. Fling, 2010: Comparison of land–precipitation
707 coupling strength using observations and models. *Journal of Hydrometeorology*, 11, 979–994,
708 doi:10.1175/2010jhm1226.1.
- 709 Zhang, Y., and Coauthors, 2016: Multi-decadal trends in global terrestrial evapotranspiration
710 and its components. *Scientific Reports*, 6, doi:10.1038/srep19124.
711

712

713 Tabla I. Descripción de los DGVMs utilizados y las variables atmosféricas..

Abreviación	Nombre completo	Variables atmosféricas requeridas	Referencia
inLand	INtegrated model of LAND surface processes	Temperatura máxima y mínima del aire, precipitación, radiación entrante de onda corta y de onda larga, velocidad del viento y humedad relativa.	Goergen et al. (2020)
LPJmL4	Lund Potsdam Jena managed Land model (version 4.0)	Temperatura del aire, precipitación, radiación entrante de onda corta y radiación de onda larga neta.	Schaphoff et al. (2018)

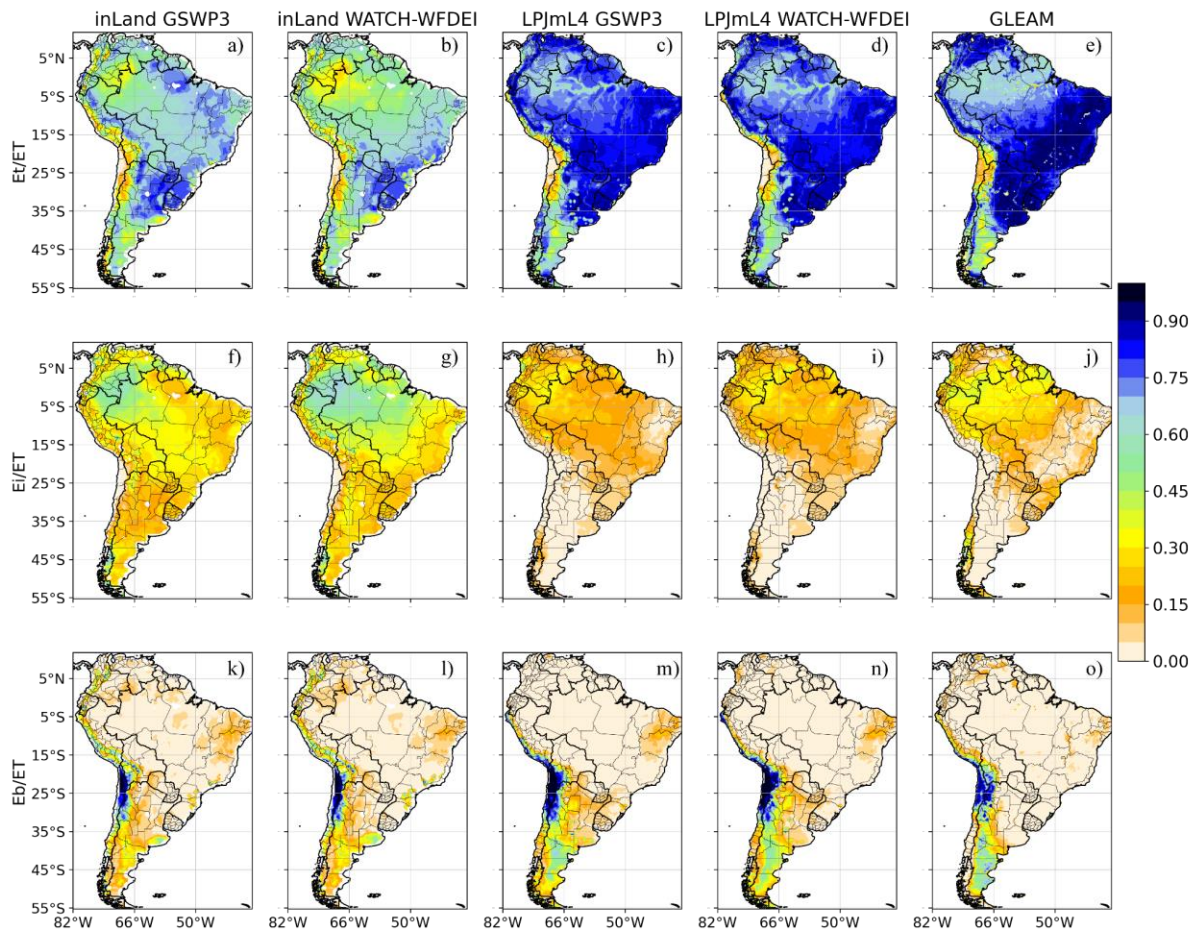
714



715

716 Figura 1. Evapotranspiración anual media (arriba), y su variabilidad interanual (abajo), según

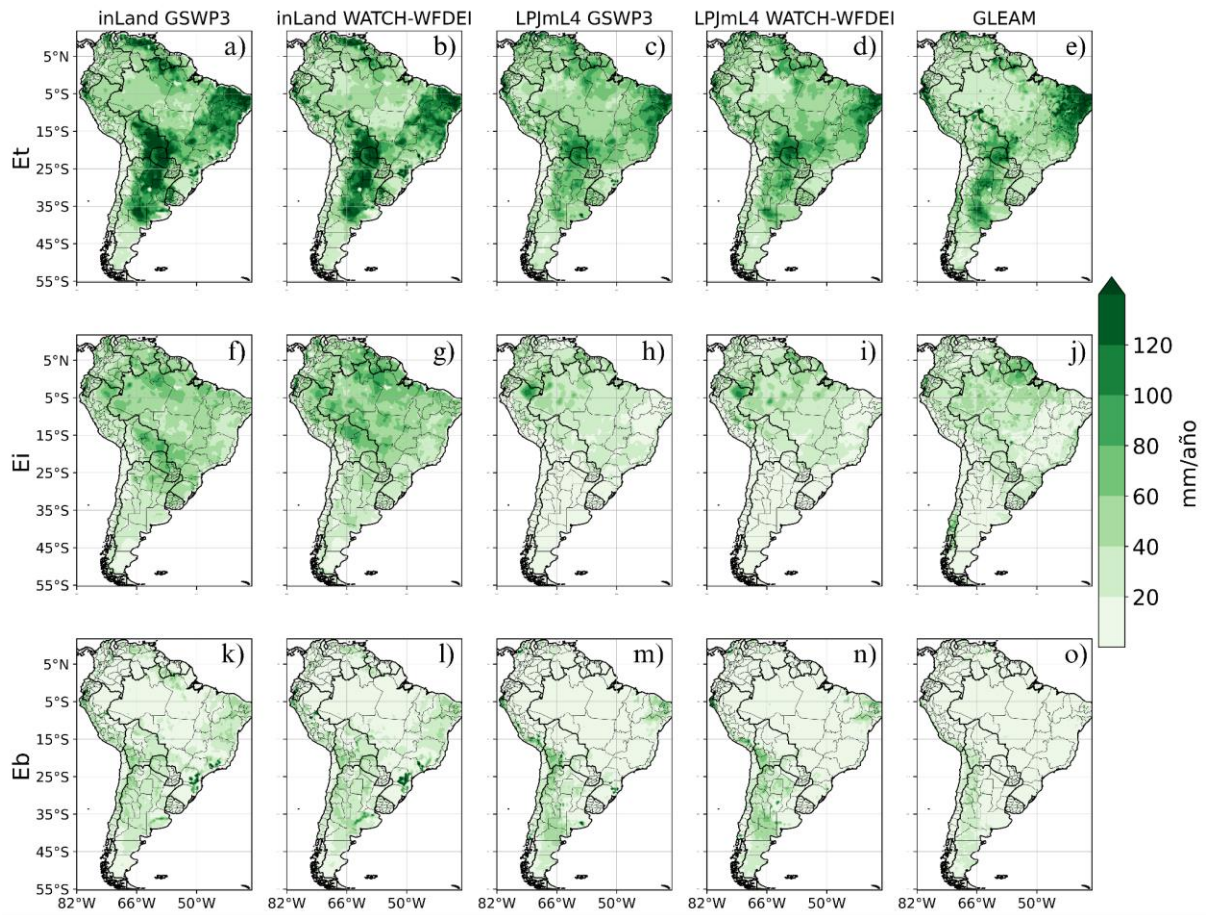
717 las cuatro simulaciones (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna) (mm/año).



718

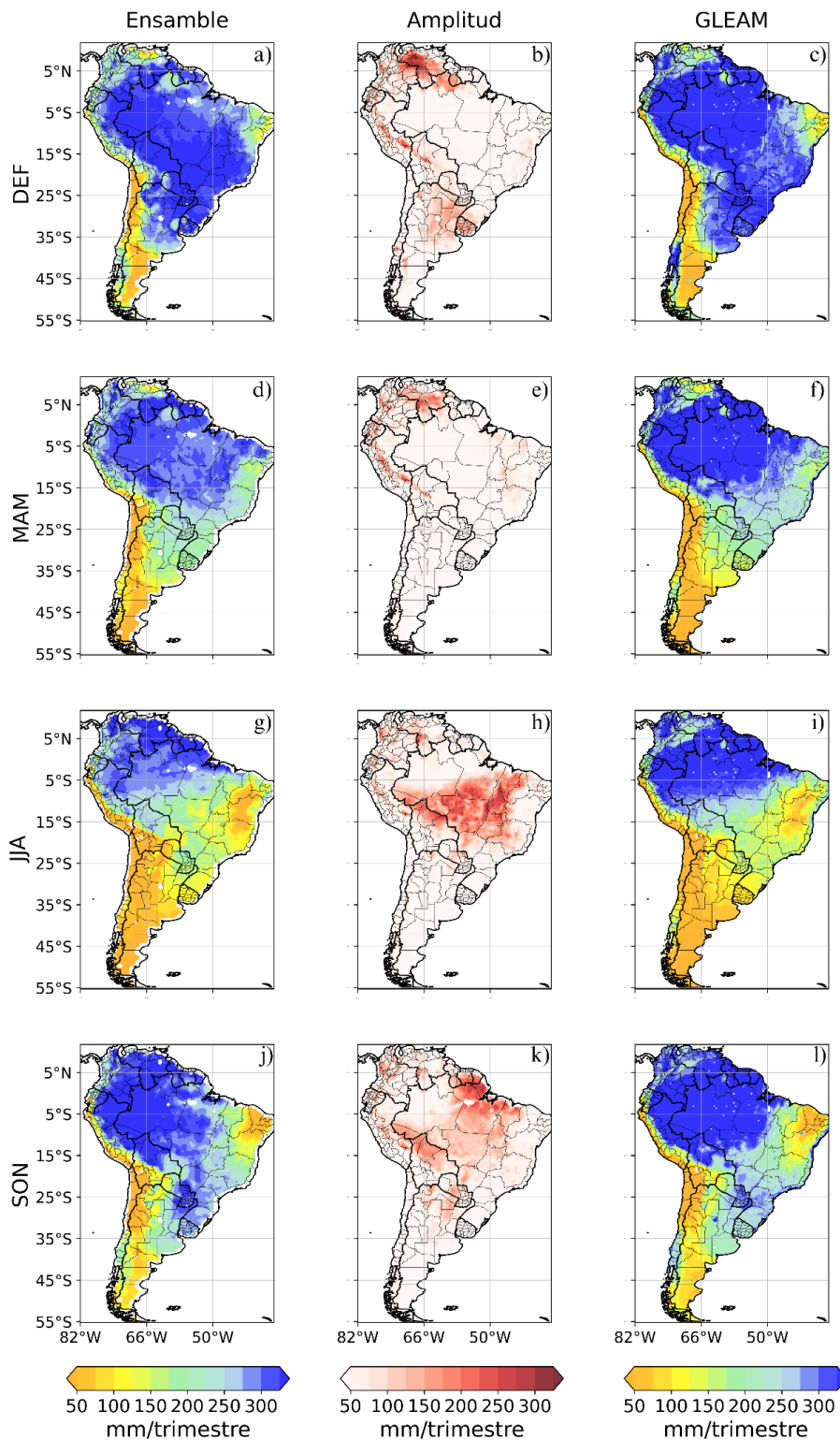
719 Figura 2. Proporción de las componentes de la evapotranspiración (transpiración [arriba],
 720 interceptación [centro] y evaporación desde el suelo [abajo]) anual media según las cuatro
 721 simulaciones (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna).

722

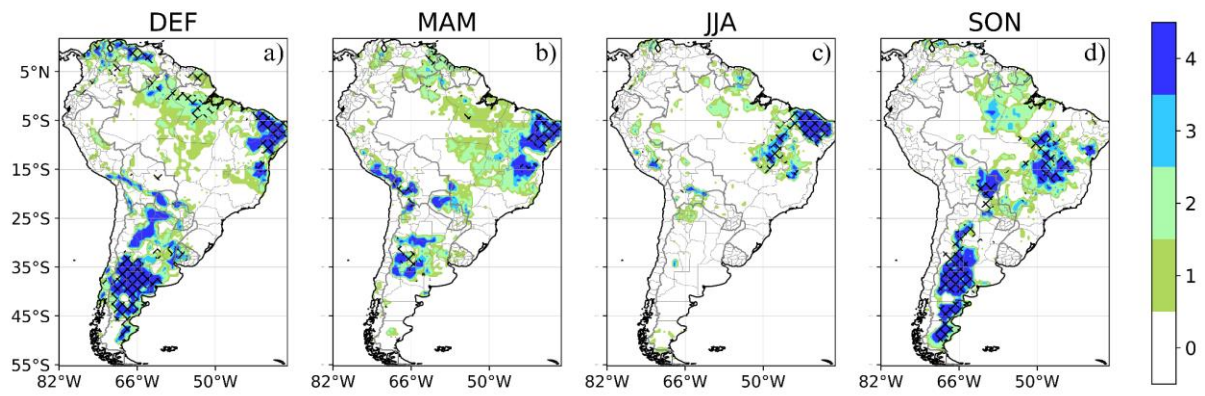


723

724 Figura 3. Variabilidad interanual de los valores anuales de la transpiración (arriba),
 725 interceptación (centro) y evaporación desde el suelo (abajo), según las cuatro simulaciones
 726 (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna) (mm/año).



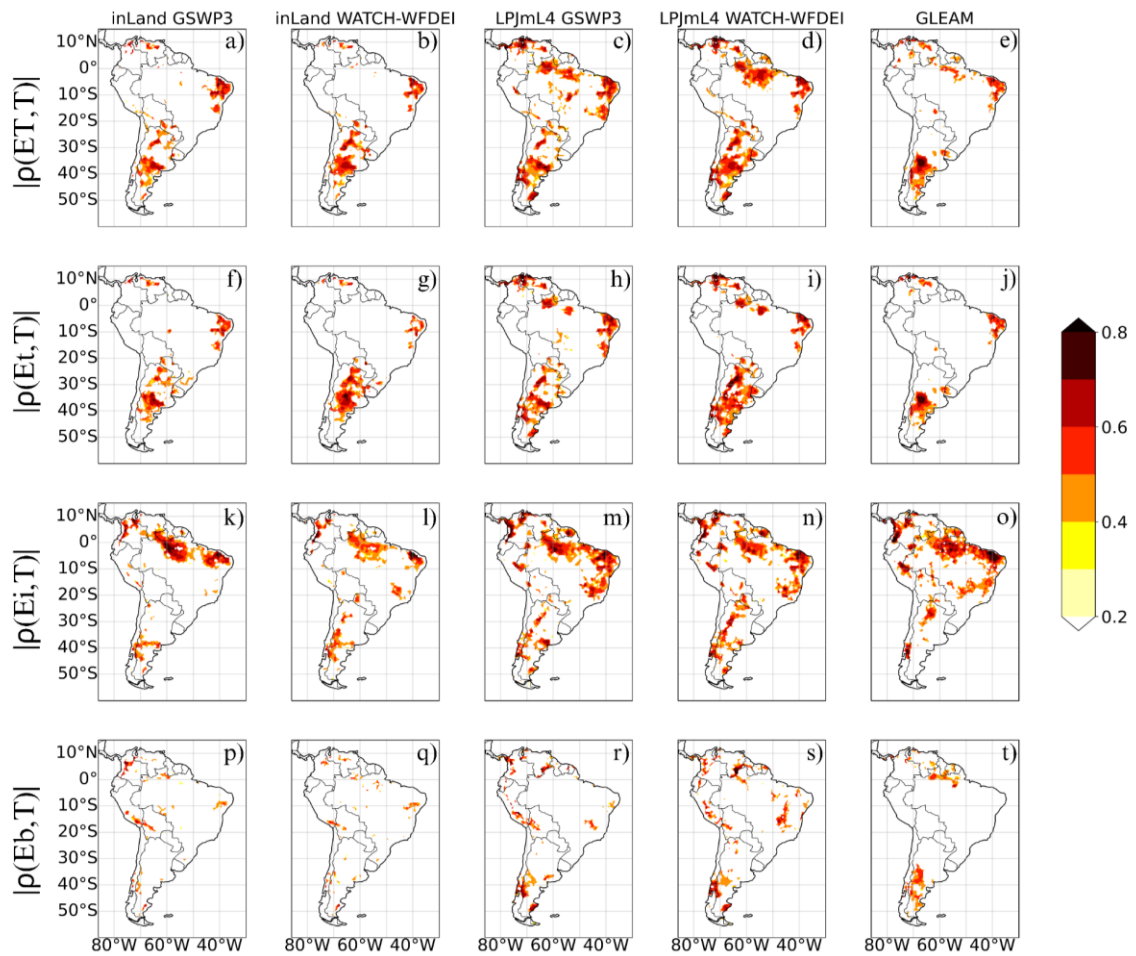
728 Figura 4. Valor medio (izquierda) y amplitud (centro) de la evapotranspiración trimestral del
729 ensamble de cuatro simulaciones (mm/trimestre), y valor medio de la evapotranspiración
730 trimestral según GLEAM (derecha) (mm/trimestre).



731

732 Figura 5. Cantidad de simulaciones que presentan interacción suelo-atmósfera trimestralmente.

733 Líneas en donde GLEAM presenta interacción suelo-atmósfera.



734

735 Figura 6. Índice de interacción suelo-atmósfera en diciembre-enero-febrero para la
 736 evapotranspiración (arriba), y cada una de sus componentes: transpiración (segunda fila),
 737 interceptación (tercera fila), y evaporación desde el suelo (abajo), según las cuatro simulaciones
 738 (primeras cuatro columnas) y GLEAM (última columna).