

# Variación de la evapotranspiración de referencia entre 1968 y 2018 en Córdoba (Argentina) bajo la influencia de la velocidad del viento y la amplitud térmica

de la Casa, A., Ovando, G. y Díaz, G.

DOI: 10.31047/1668.298x.v39.n1.34573

## RESUMEN

Se analizó la diferencia entre la tasa diaria de evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>), que el método de Penman-Monteith (PM) calcula con el conjunto completo de variables meteorológicas y la obtenida utilizando solo registros térmicos y una velocidad superficial ( $u_2$ ) constante de 2 m s<sup>-1</sup> (PM<sub>xn</sub>), empleando información meteorológica de las estaciones Río Cuarto Aero (RC), Marcos Juárez Aero (MJ), Pilar Observatorio (PI) y Villa Dolores Aero (VD), entre 1968 y 2018. La diferencia entre las tasas de ET<sub>o</sub> que resultan de PM y PM<sub>xn</sub> se incrementa de manera lineal con el aumento de  $u_2$ , de modo que el empleo de PM<sub>xn</sub> debería estar restringido solo a lugares y días de menor  $u_2$ . Los valores anuales de ET<sub>o</sub> obtenidos con ambos procedimientos exhiben una fluctuación entre 1968 y 2018, con valores decrecientes hasta la década de 1990, cuando la lluvia acusa registros máximos en la región; y crecientes desde entonces. Mientras la amplitud térmica (AT) en PI, MJ y RC muestra una fluctuación análoga a ET<sub>o</sub>, en MJ también  $u_2$  exhibe una fluctuación en fase con ET<sub>o</sub>, y en VD solo  $u_2$  presenta la variación de largo plazo concurrente a ET<sub>o</sub>. Únicamente RC mostró una tendencia lineal creciente de ET<sub>o</sub>.

**Palabras clave:** tendencia, cambio climático, Penman-Monteith, Theil-Sen.

de la Casa, A., Ovando, G. and Díaz, G. (2022). Reference evapotranspiration variation between 1968 and 2018 in Córdoba (Argentina) under the influence of wind speed and thermal amplitude. *Agriscientia* 39: 29-47

## SUMMARY

This work assessed the difference between daily reference evapotranspiration rate (ET<sub>o</sub>) calculated by the Penman-Monteith method (PM) with the complete set of meteorological variables and that obtained using only thermal records and a constant surface velocity ( $u_2$ ) of 2 m s<sup>-1</sup> (PM<sub>xn</sub>), employing meteorological

data from the weather stations Río Cuarto Aero (RC), Marcos Juárez Aero (MJ), Pilar Observatorio (PI) and Villa Dolores Aero (VD), between 1968 and 2018. The difference between ETo rates resulting from PM and PMxn increases linearly with the increase in  $u_2$ , so that the use of PMxn should be restricted only to places and days with lower  $u_2$ . The annual ETo values obtained with both procedures show a fluctuation between 1968 and 2018, with decreasing values until the 1990s, when rainfall shows maximum records in the region, and increasing since then. While the thermal amplitude (AT) in PI, MJ and RC shows a fluctuation analogous to ETo, in MJ  $u_2$  also exhibits a fluctuation in phase with ETo and in VD only  $u_2$  presents the long-term variation concurrent to ETo. Solely RC showed an increasing linear trend of ETo.

**Keywords:** trend, climatic change, Penman-Monteith, Theil-Sen.

*de la Casa, A. (ORCID: 0000-0003-4317-6797), Ovando, G. (ORCID: 0000-0002-6015-404X) y Díaz, G. (ORCID: 0000-0002-3714-4652): Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Agropecuarias. Félix Marrone 746, Ciudad Universitaria, Córdoba, Argentina.*

*Correspondencia a:* delacasa@agro.unc.edu.ar

## INTRODUCCIÓN

La velocidad del viento superficial (en adelante  $u_2$ , de acuerdo a la nomenclatura original) junto a la radiación solar, la temperatura y la humedad del aire son los cuatro elementos meteorológicos fundamentales que el procedimiento de Penman-Monteith (PM) utiliza para determinar la evapotranspiración potencial (ETP) o de referencia (ETo). La ETo, que representa la tasa de evaporación (E) y transpiración (T) de una superficie cubierta completamente por un pasto corto en activo crecimiento con el suelo bien provisto de agua (Allen et al., 1998), constituye un concepto fundamental destinado a evaluar el clima de una región. En razón de su sólido fundamento físico y a pesar del alto requerimiento de datos meteorológicos, el método combinado de PM constituye el modelo más robusto para expresar la demanda evaporativa de la atmósfera y cuantificar el requerimiento de agua de los cultivos.

Contrariamente a las expectativas de un aumento de la tasa de evaporación supeditado al incremento de la temperatura del aire, tanto E como ETP registran disminuciones en diferentes regiones del mundo desde la década de 1950 (Chattopadhyay y Hulme, 1997; Lawrimore y Peterson, 2000; Thomas, 2000; Golubev et al., 2001; Roderick y Farquhar, 2002, 2004; Hobbins et al., 2004; Liu y Zeng, 2004; Chen et al., 2005;

Xu et al., 2006). A este fenómeno se lo denominó “paradoja de la evaporación de tanque” (Brutsaert y Parlange, 1998) para expresar la eventual contradicción referida a la disminución de la evaporación bajo el contexto de calentamiento global.

Una de las razones que explica la inconsistencia de las tendencias de ETo en algunos estudios de cambio climático es que para su determinación se utilizan ecuaciones empíricas basadas solo en la temperatura o la radiación solar ( $R_s$ ), sin considerar en absoluto la influencia de otros parámetros climáticos críticos, tales como la radiación neta, la velocidad del viento y/o el déficit de presión el vapor. Esta omisión puede producir tendencias y magnitudes incompletas o artificiales de ETo (McKenney y Rosenberg, 1993; Donohue et al., 2010; McVicaret al., 2012).

La paradójica disminución de la tasa de evaporación se atribuyó, en algún caso, a la disminución de la insolación, asociada al incremento de la nubosidad (N) y de la concentración de aerosoles en la atmósfera (Roderick y Farquhar, 2002). En este mismo sentido, Irmak et al. (2012) determinaron una tendencia decreciente de largo plazo de ETo en la cuenca del río Platte (Nebraska, Estados Unidos). Esta tendencia se atribuyó al aumento de la N y, probablemente, al significativo aumento de la precipitación (PP) durante el extenso período analizado. La reducción de la radiación

solar y neta explica la menor tasa de ETo ya que un aumento de PP disminuye la energía disponible y, consecuentemente, la ETo. Por su parte, Onyutha (2016) analizó la variación de ETo a largo plazo en la cuenca del río Nilo (África), mostrando una fluctuación con valores por debajo del promedio entre 1930 y 1970; y con anomalías positivas desde mediados de la década de 1980 hasta 2000. En coincidencia con Irmak et al. (2012), explican el reciente aumento de ETo a partir de la disminución de PP, especialmente durante la temporada de lluvias en la región.

Dai et al. (1999) evaluaron las relaciones entre N, humedad del suelo, PP y vapor de agua de la atmósfera con el rango térmico o amplitud térmica diaria (AT) y establecieron su interdependencia en distintas regiones del mundo (Estados Unidos, Australia, latitudes medias de Canadá y la antigua URSS). Los registros de AT, durante el siglo XX, presentan una relación inversa con la cobertura de nubes y la precipitación en escalas que van desde interanuales a multidecadales. De modo que hasta el 80% de su variación se puede explicar por los cambios de N y PP (Dai et al., 1999). A pesar de las deficiencias detectadas en el monitoreo de N, tanto con observaciones de superficie como de origen satelital, los datos confirman el incremento de N en Estados Unidos de América entre 1976 y 2004 (Dai et al., 2006).

Respaldo en numerosos estudios, McVicar et al. (2012) señalan que la disminución de  $u_2$  se encuentra muy extendida en todo el planeta y confirman la prevalencia actual de tasas decrecientes de la demanda evaporativa. Asimismo, la responsabilidad preponderante de las tasas decrecientes de evaporación se adjudica a valores más bajos de  $u_2$ . En China, la mayoría de las estaciones han experimentado un debilitamiento significativo en los vientos medios anuales y estacionales durante el período entre 1969 y 2005 (Guo et al., 2011). Por su parte, durante un período de 62 años, entre 1949 y 2010, cinco estaciones sinópticas ubicadas en Serbia también presentaron tendencias negativas, estadísticamente significativas, de la velocidad anual del viento (Romanić et al., 2015). Sin embargo, en algunas estaciones de la región central de la Argentina no se detectaron tendencias significativas de  $u_2$  (D'Andrea et al., 2019); aunque el régimen de vientos más intensos acusa una disminución (de la Casa et al., 2020).

Tanto las observaciones de la red de tanques de evaporación como las estimaciones producidas por distintos modelos muestran una alta variabilidad interanual de la ETo en Uruguay; mientras que la tendencia temporal de sus valores

estacionales y anuales no resulta estadísticamente significativa. Ya que la ETo muestra una alta sensibilidad a los cambios en la humedad relativa y la duración del brillo solar, la falta de tendencias significativas en las observaciones y estimaciones de ETo sobre Uruguay se explica por la ausencia de una tendencia significativa de estas variables meteorológicas durante el período desde 1973 hasta 2014 (Vicente-Serrano et al., 2017). En la misma zona latitudinal de Uruguay, la evaluación de la tendencia de ETo en el centro de la Argentina mostró, asimismo, un comportamiento estacionario entre 1941 y 2010 (de la Casa y Ovando, 2016); mientras que, en el mismo período, la precipitación aumentó en la mayor parte de la región (de la Casa et al., 2018). Esto explica, en buena medida, el cambio en la aptitud agrícola del territorio (de la Casa y Ovando, 2014).

A partir de la estructura de cálculo del procedimiento de PM, la tasa diaria de ETo puede estimarse con una precisión aceptable utilizando solo datos de temperatura máxima (Tx) y temperatura mínima (Tn) (Almorox et al., 2016). La información térmica constituye un elemento indicativo del balance de radiación; de modo que, por su relación con la N, es habitual utilizar el rango de temperatura o amplitud térmica diaria ( $AT=Tx-Tn$ ) para estimar la transmisividad atmosférica y el goce de radiación solar (Hargreaves y Samani, 1985; de la Casa et al., 2003). La dependencia entre la temperatura del aire y el balance de radiación explica que muchos procedimientos utilicen exclusivamente información térmica para estimar ETo (Valipour, 2015). En cuanto al componente aerodinámico de PM, la estimación del déficit de saturación se puede realizar a partir de la aproximación satisfactoria que existe entre los valores de humedad relativa máxima (HRx) y Tn, por un lado; y entre la humedad relativa mínima (HRn) y Tx, por el otro. En cambio,  $u_2$  constituye la variable más difícil de subrogar en la fórmula de PM. Por lo tanto, es común utilizar un valor constante de  $u_2$  cuando no existen registros. Almorox et al. (2016) recomiendan utilizar  $2 \text{ ms}^{-1}$  como velocidad media para estimar ETo.

Tanto con fines hidrológicos como agronómicos, es relevante evaluar la contribución particular de  $u_2$  y de AT sobre la tasa de ETo en una región; y, en función de su eventual cambio a lo largo del tiempo, establecer la modificación que ha experimentado. Asimismo, resulta necesario analizar la influencia de  $u_2$  sobre ETo para restringir el alcance predictivo de aquellas formulaciones que se proponen para calcular ETo sin tener en cuenta la contribución particular de  $u_2$  y de su variación temporal o espacial.

La  $u_2$  es una de las cuatro variables meteorológicas fundamentales que el método combinado de PM emplea para determinar la tasa de ETo. Asimismo, en general esta suele ser un dato menos disponible y más difícil de subrogar. A partir de una base de datos meteorológicos diarios entre 1968 y 2018, el objetivo de este trabajo fue analizarla influencia que  $u_2$  y AT ejercen sobre la tasa diaria de ETo; así como también establecer de qué manera los cambios espaciales y temporales de estas variables han contribuido para modificar la tasa de ETo en el territorio central de la Argentina. Complementariamente, se propone evaluar la pérdida de precisión del modelo de PM en el cálculo de ETo en ausencia de mediciones de viento, empleando solamente valores diarios de Tx y Tn como información básica y considerando un valor de  $u_2$  constante a lo largo del tiempo. Por último, se utilizan valores anuales de ETo para discernir sobre los cambios de largo plazo que el indicador de la demanda atmosférica presenta en el territorio central de la Argentina, valorando la contribución tanto de  $u_2$  como de AT, a los efectos de explicar la dinámica temporal de cambio observada.

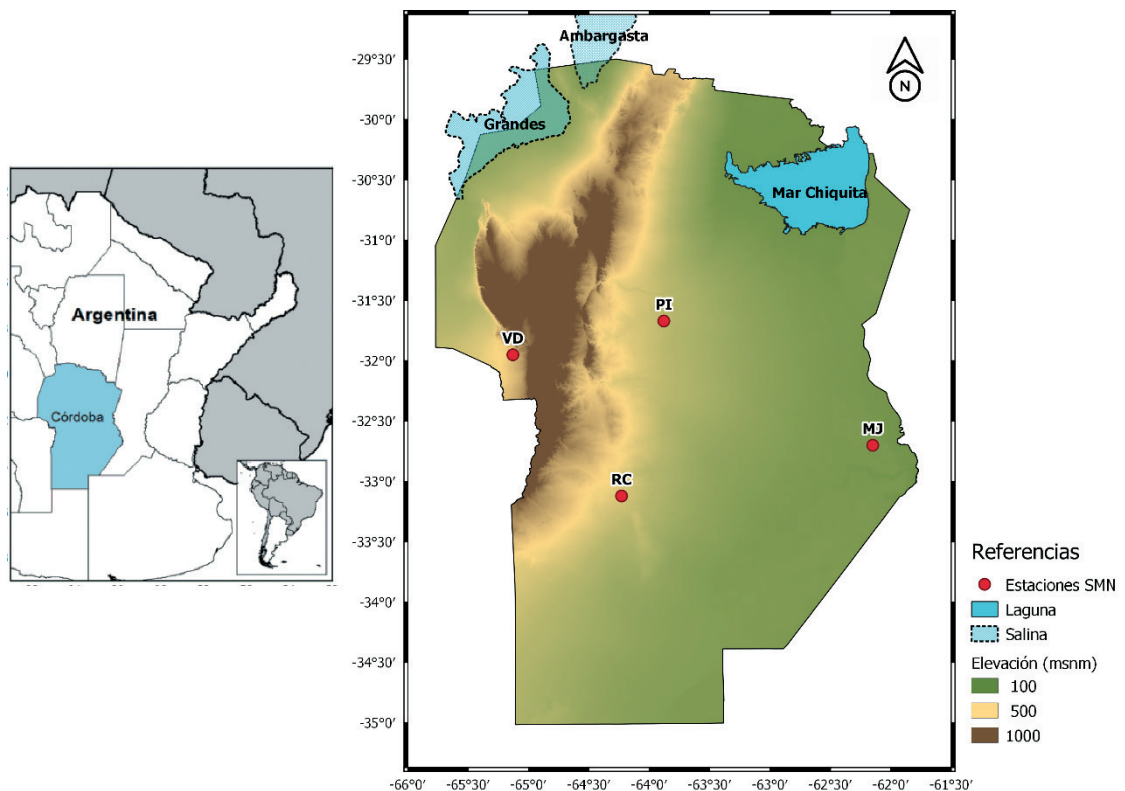
## MATERIALES Y MÉTODOS

### Datos meteorológicos

Se analizaron datos meteorológicos registrados en cuatro estaciones, las cuales integran la red de superficie del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), ubicadas en la provincia de Córdoba, Argentina (Figura 1). Las estaciones meteorológicas corresponden a Pilar Observatorio (PI), Marcos Juárez Aero (MJ), Villa Dolores Aero (VD) y Río Cuarto Aero (RC).

Los datos empleados corresponden a valores diarios de Tx, Tn, heliofanía efectiva (h) y velocidad del viento a 10 m de altura, valor que se redujo a 2 m ( $u_2$ ) aplicando el perfil logarítmico de velocidad de viento (Allen et al., 1998). Por su parte, la humedad relativa se procesó a partir de la información de la temperatura del termómetro seco (TTs) y la temperatura del termómetro húmedo (TTh), que se registra 3,4 y actualmente hasta 24 veces por día, de acuerdo a la rutina de observación.

Con el objeto de analizar una base de datos con la mayor integridad posible, los datos faltantes



**Figura 1.** Ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) en la provincia de Córdoba (Argentina) utilizadas en este estudio

de  $T_x$  y  $T_n$  se completaron utilizando los registros horarios de la TTs. Para esto, se determinaron las respectivas relaciones lineales entre  $T_x$  y el valor máximo diario de TTs, y entre  $T_n$  y el valor mínimo diario de TTs. De esta forma, las variables térmicas presentan series completas.

La radiación solar diaria ( $R_s$ ,  $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) se estimó haciendo uso de los registros de heliofanía relativa, obtenida del cociente entre los valores de  $h$  y heliofanía astronómica ( $H$ ); y de la radiación astronómica ( $R_a$ ,  $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) de acuerdo a la fecha y latitud del lugar, a partir de la siguiente expresión (de la Casa et al., 2003):

$$R_s = (0,25 + 0,50 \frac{h}{H}) \times R_a \quad [1]$$

Los datos de  $h$  son los que presentan mayor falta de observación. Así, en PI, MJ, VD y RC la proporción de datos faltantes asciende a 3,8% (709 días); 5,5% (1024 días); 7,7% (1434 días); y 12,4% (2311 días), respectivamente. En estos días con datos faltantes de  $h$ , el valor de  $R_s$  se obtuvo por medio de la siguiente expresión, que utiliza la información de  $T_x$  y  $T_n$  (Hargreaves y Samani, 1985):

$$R_s = (0,16 \sqrt{T_x - T_n}) \times R_a \quad [2]$$

Los datos de  $u_2$  corresponden a una base de datos horarios y diarios, con registros disponibles desde el 1 de enero de 1968 hasta el 31 de diciembre de 2018. De acuerdo con la rutina de observación durante este período, en las estaciones meteorológicas se realizaron, hasta 1991, entre tres y cuatro lecturas por día de la velocidad de viento. Posteriormente, entre 1992 y 2018, el régimen de observación diaria en MJ y RC se incrementó a una lectura por hora, aunque se presentan ocasionalmente algunos días en que la frecuencia diaria se reduce a ocho registros. Por su parte, en PI el régimen de cuatro lecturas se mantuvo hasta 1993; se incrementó luego a ocho hasta 2009 aproximadamente; y, desde entonces, predomina un régimen de 24 lecturas por día. De manera similar, entre 1992 y 1996, en VD se mantuvo una frecuencia de cuatro lecturas diarias que, luego, se incrementa a 24 registros. A partir de estos valores, se obtuvo el valor medio diario. Los valores diarios se promediaron, luego, a escala mensual y anual. Estos se compararon con los registros publicados por el SMN, en sus estadísticas climáticas correspondientes a las décadas 1971-1980, 1981-1990, 1991-2000 y 2001-2010. El contraste confirmó la procedencia y la magnitud de los datos utilizados en el estudio.

## Cálculo de la ETo

Los valores de ETo se obtuvieron a partir del procedimiento de Penman-Monteith, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$E_{To} = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 237} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)} \quad [3]$$

donde ETo es la tasa diaria de evapotranspiración de referencia ( $\text{mm d}^{-1}$ );  $R_n$  es la radiación neta ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ );  $G$  es el flujo de calor del suelo ( $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$ );  $\Delta$  es la pendiente de la curva de saturación con respecto a la temperatura ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $\gamma$  es la constante psicrométrica ( $\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ );  $T$  es la temperatura media del aire ( $^\circ\text{C}$ );  $u_2$  es la velocidad del viento a 2 m de altura ( $\text{m s}^{-1}$ );  $e_s$  es la presión de vapor de saturación ( $\text{kPa}$ ); y  $e_a$  es la presión de vapor actual ( $\text{kPa}$ ). El valor de 900 es una constante para representar una superficie hipotética de un pasto corto con una altura de 0,12 m, una resistencia superficial de  $70 \text{ s m}^{-1}$  y un albedo de 0,23.

Se utilizó el programa de cálculo ETo\_Calc V3.1 (Land and Water Division of Food and Agriculture Organization of the United Nations, 2009). Así, la ETo se calculó primero con el set completo de información meteorológica para incorporar las cuatro variables fundamentales (ETo\_PM). Paralelamente, se realizó la estimación de ETo, pero incorporando solo valores de  $T_x$  y  $T_n$  (ETo\_PMxn). En ese caso,  $u_2$  adoptó un valor constante de  $2 \text{ ms}^{-1}$ ; mientras que  $R_s$ ,  $HR_n$  y  $HR_x$  se calcularon siguiendo las especificaciones propuestas por el software ETo\_Calc V3.1 (Raes, 2009). Las estimaciones de ETo se analizaron por correlación y regresión lineal. Por su parte, la diferencia entre ETo\_PM y ETo\_PMxn se evaluó diariamente en relación con el valor de  $u_2$  y de la AT.

## Evaluación de la tendencia temporal

Con el fin de analizar la existencia de tendencia lineal en las series de tiempo de las variables meteorológicas y ETo, en primer lugar se empleó el método clásico de Mann-Kendall, siguiendo el procedimiento descrito por de la Casa y Ovando (2016). A los efectos de corroborar los resultados previos y determinar la función de tendencia, se aplicó luego el método de Theil-Sen (Theil, 1950; Sen, 1968; de la Casa et al., 2018). Por su parte, la fluctuación de largo plazo se evaluó a partir de funciones polinómicas de segundo grado (de la Casa et al., 2018).

## Método de Theil-Sen

Al obtener el conjunto de pendientes simples de cada par  $[n(n-1)/2$  pares en total] de mediciones distintas en la serie de tiempo (conocida como el conjunto de pendientes por pares), esta prueba se sustenta en que el promedio del conjunto de pendientes se aproximaría a la verdadera pendiente desconocida. Para el conjunto de  $n$  pares de datos, el método para obtener la pendiente es:

$$q_i = \frac{(x_j - x_k)}{(j - k)} \quad i=1, 2, \dots, n \quad (4)$$

$q$  mediana =  $q_{(n+1)/2}$  si  $n$  es un número impar;

$q$  mediana =  $[q_{(n/2)} + q_{(n+2)/2}] / 2$  si  $n$  es número par.

Donde  $x_j$  y  $x_k$  son los valores de la serie en los momentos  $j$  y  $k$  ( $j > k$ ), respectivamente.

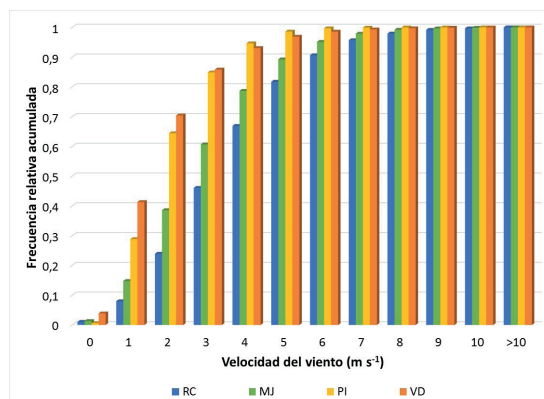
Dado que es una prueba no paramétrica, en lugar de emplear un promedio aritmético, se utiliza el valor de la pendiente mediana del conjunto de pares como una estimación de la pendiente de la población desconocida. Al tomar la pendiente del par mediano en lugar de la media, las pendientes del par extremo (debido a uno o más valores atípicos u otros errores) se ignoran y tienen un impacto pequeño o insignificante en el estimador de la pendiente final.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### Frecuencia de los valores diarios de velocidad del viento entre 1968 y 2018 en Córdoba

Los valores diarios de la velocidad media del viento en las cuatro estaciones meteorológicas de la región central de la Argentina se muestran en la Figura 2, organizados a partir de sus respectivos histogramas de frecuencia relativa acumulada.

La frecuencia de días de calma (valor medio diario de  $0 \text{ m s}^{-1}$ ) alcanza el porcentaje más alto en VD, con 3,89%. De acuerdo a la figura, existen marcadas diferencias de la velocidad del viento de superficie en la región, siendo los valores en RC y MJ ostensiblemente superiores a los de PI y VD. Mientras aproximadamente 70% de los días analizados en VD presentan valores de  $u_2$  iguales o inferiores a  $2 \text{ m s}^{-1}$ , y en PI el porcentaje es 64%; el valor en MJ se reduce a 38% y sólo 24% de los días presentan en RC esa intensidad del viento. Por otra parte, considerando días de velocidad media de mayor intensidad, aproximadamente 18,3% de los casos registra en RC valores mayores a  $5 \text{ m s}^{-1}$  y en MJ el porcentaje se reduce a 10,7%. En cambio, los



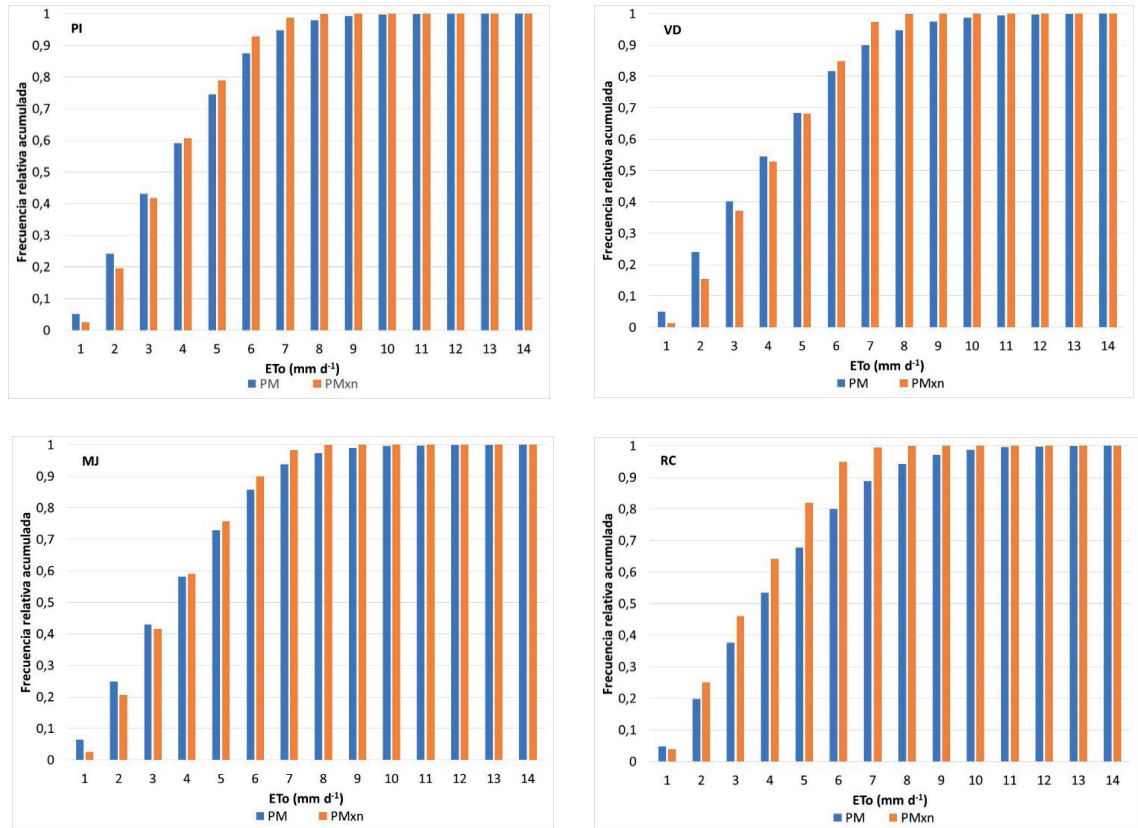
**Figura 2.** Frecuencia relativa acumulada de los valores medios diarios de la velocidad del viento ( $u_2$ ), entre 1968 y 2018, en las estaciones Río Cuarto Aero (RC), Marcos Juárez Aero (MJ), Pilar Observatorio (PI) y Villa Dolores Aero (VD) de la provincia de Córdoba

casos superiores a  $5 \text{ m s}^{-1}$  son mucho más escasos en las estaciones de VD y PI, con porcentajes de 3,1% y 1,4%, respectivamente.

### Diferencia entre los valores de ETo calculado a partir de PM y PMxn

La Figura 3 presenta los valores de ETo que se obtienen a partir del cálculo de PM y PMxn ( $u_2=2 \text{ m s}^{-1}$ ) para el conjunto de estaciones, agrupados de acuerdo a la frecuencia relativa acumulada, que utiliza como intervalos de clase los valores enteros de la tasa de ETo hasta  $14 \text{ mm d}^{-1}$ . En relación con las condiciones climáticas de Córdoba, el procedimiento PMxn calcula un valor máximo de ETo que, excepcionalmente, supera  $8 \text{ mm d}^{-1}$  (sólo 21 días en PI, 18 en VD, 17 en MJ y 6 en RC presentan tasas superiores).

Los valores de ETo que se obtienen a partir de PM en PI superan  $8 \text{ mm d}^{-1}$  solo el 2,1% (387) de los días, en tanto la frecuencia aumenta ligeramente a 2,7% (501) en MJ y es particularmente más relevante en VD y RC, con 5,2% (971) y 5,7% (1062) de los días, respectivamente (Figura 3). De esta forma, con un régimen de  $u_2$  menos intenso, PI registra la frecuencia más baja de ETo  $> 8 \text{ mm d}^{-1}$ . En VD, el otro sitio donde el viento presenta menor intensidad, la frecuencia de casos ETo  $> 8 \text{ mm d}^{-1}$  duplica a los de PI y MJ. En principio, descartando la influencia de los componentes del término radiativo, la humedad del aire es junto a  $u_2$  otro factor importante que opera regulando la tasa de evaporación. Mientras la estación MJ se encuentra ubicada en un ambiente relativamente más húmedo hacia el este de la región [déficit de saturación



**Figura 3.** Frecuencia relativa acumulada de los valores medios diarios de evapotranspiración de referencia (ETo), obtenidos a partir de PM y PMxn de las estaciones Pilar Observatorio (PI), Villa Dolores Aero (VD), Marcos Juárez Aero (MJ) y Río Cuarto Aero (RC), en la provincia de Córdoba, entre 1968 y 2018

medio anual (DS) = 0,88 hPa]; VD se ubica en el sector opuesto, donde la condición atmosférica se presenta más insaturada (DS = 1,29 hPa) y torna factible la mayor contribución del término aerodinámico sobre la tasa de ETo. De esta forma, se explica que, para un régimen donde  $u_2$  es mayor, la frecuencia de días con ETo > 8 mm d<sup>-1</sup> en MJ sea similar a PI (DS = 1,0 hPa).

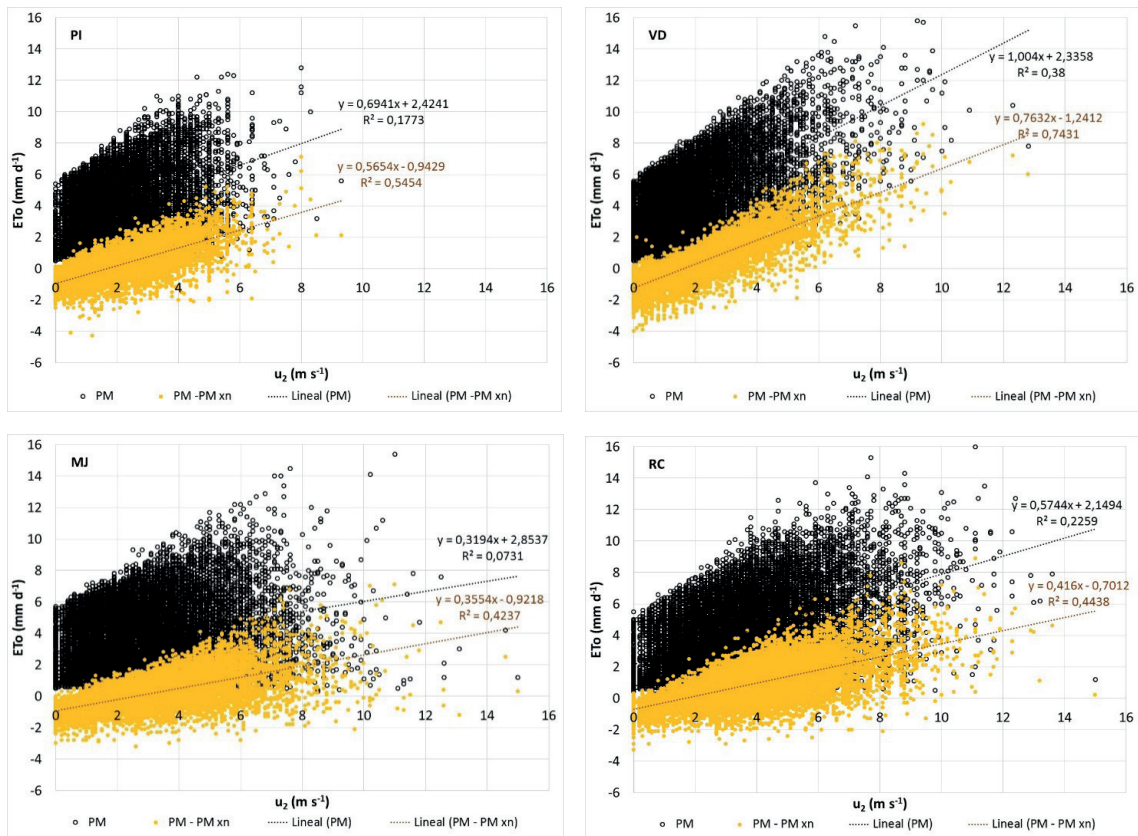
### Influencia de valores diarios de $u_2$ sobre ETo

La influencia de la velocidad del viento sobre ETo se analizó, en particular, estableciendo la relación entre  $u_2$  y los valores de ETo obtenidos a partir de PM; y también, con respecto a la diferencia entre PM y PMxn. Estos resultados de escala diaria se presentan en la Figura 4, para el conjunto de las estaciones evaluadas.

Como indica la Figura 4, las tasas obtenidas a partir de PM muestran la influencia positiva de  $u_2$  en toda la región que, dependiendo del lugar, explica individualmente entre 7% (MJ) y 38%

(VD) de la variabilidad diaria de ETo, con tasas lineales de incremento de 0,32 mm d<sup>-1</sup>/ms<sup>-1</sup> en MJ; 0,57 mm d<sup>-1</sup>/ms<sup>-1</sup> en RC; de 0,69 mm d<sup>-1</sup>/ms<sup>-1</sup> en PI; y alcanzan un valor máximo de 1,0 mm d<sup>-1</sup>/ms<sup>-1</sup> en VD.

El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) aumenta notablemente cuando se analiza la relación entre la diferencia de los valores de ETo de los respectivos procedimientos (PM-PMxn) con respecto a  $u_2$ . De esta forma, explica entre 42% y 74% de la variabilidad en los distintos sitios. Al compararla diferencia de la tasa de ETo de ambos métodos, se aprecia que para registros bajos de  $u_2$  los valores de ETo de PMxn superan a los de PM; y, en cambio, por encima de un umbral la diferencia tiende a adoptar valores positivos. Esto pone de manifiesto el rol preponderante de  $u_2$  en el proceso evaporativo relacionado al transporte turbulento del vapor que promueve el aire en movimiento. Por otra parte, el aumento de la diferencia es relevante en un contexto operativo, ya que establece el incremento del error que se produce al emplear PMxn para calcular ETo bajo condiciones constantes de  $u_2$ .



**Figura 4.** Relación entre los valores diarios de ETo, obtenidos a partir de PM y la diferencia entre PM y PMxn, con respecto a la velocidad del viento de superficie ( $u_2$ ) en las distintas estaciones de la región, entre 1968 y 2018

Además, el uso de la metodología simplificada se torna menos válida en aquellos días y lugares con un régimen de viento más intenso, sin descartar la influencia de la humedad del aire que puede reducir o exacerbar la diferencia.

A los efectos de ampliar este análisis, la Tabla 1 muestra la correlación que se suscita entre los valores de ETo obtenidos a partir del método original de PM y su versión acotada en datos con  $u_2$  constante (PMxn), así como también con respecto a la diferencia entre ambos.

Considerando la información térmica, la Tx es la variable que en la región presenta mayor correlación ( $r$ ) con ETo (con valores de  $r$  mayores de 0,8). Asociado con el balance de energía positivo, el coeficiente de correlación resulta muy similar al que alcanza la Rs. Este vínculo se exagera cuando el método de cálculo utiliza de base solo los registros de temperatura, ya que con PMxn la correlación alcanza y supera 0,9 en todos los sitios. El incremento se justifica en la medida que las otras variables fundamentales son estimadas a partir de los registros térmicos, de modo que la

mayor parte de la variabilidad de ETo reside en el cambio de la temperatura.

Con respecto a la humedad relativa del aire, tanto la máxima como la mínima diaria presentan correlaciones moderadas con ETo y de carácter inverso en ambos casos. El comportamiento resulta lógico, ya que la capacidad evaporativa del aire se reduce cuando la atmósfera está más saturada de humedad. Si bien el empleo de humedad relativa estimada que utiliza PMxn reduce en alguna medida la correlación con ETo, el procedimiento de estimación que se aplica mantiene cierto grado de variabilidad, como se muestra en la Tabla 1. El valor de HRn, asociado temporalmente con Tx, es la expresión de humedad que alcanza mayor correlación con ETo. Es interesante destacar que la diferencia de ETo entre ambos métodos muestra coeficientes de correlación similares a los que producen ambos métodos por separado. En cambio, la correlación resulta notablemente menor cuando la tensión de vapor actual ( $e$ ) se analiza con respecto a ETo\_PM. Por su parte, la tensión de saturación ( $E$ ) muestra coeficientes muy elevados



**Tabla 1.** Coeficientes de correlación (*r*) entre la evapotranspiración de referencia (ET<sub>o</sub>) obtenidos a partir de PM y de PM<sub>xn</sub> con respecto a distintas variables seleccionadas del procedimiento de cálculo para las estaciones meteorológicas (EM) en la región

EM		Tx	Tn	HRx	HRn	e*	E	u <sub>2</sub>	h*	H	h/H	Rs*
		(°C)		(%)		(kPa)		(m s <sup>-1</sup> )	(h d <sup>-1</sup> )			(Mj m <sup>-2</sup> d <sup>-1</sup> )
PI	ET <sub>o</sub>	0,80	0,53	-0,43	-0,45	0,25	0,77	0,42	0,66	0,73	0,49	0,87
	ET <sub>oxn</sub>	0,91	0,58	-0,28	-0,34	0,41	0,86		0,60	0,83	0,41	0,87
	ET <sub>o</sub> – ET <sub>oxn</sub>	0,13	0,12	-0,43	-0,39	-0,18	0,15	0,74	0,37	0,12	0,32	0,34
VD	ET <sub>o</sub>	0,81	0,65	-0,47	-0,48	0,28	0,81	0,62	0,57	0,74	0,39	0,81
	ET <sub>oxn</sub>	0,91	0,68	-0,31	-0,36	0,46	0,87		0,54	0,90	0,32	0,87
	ET <sub>o</sub> – ET <sub>oxn</sub>	0,21	0,24	-0,43	-0,38	-0,13	0,26	0,86	0,30	0,10	0,27	0,27
MJ	ET <sub>o</sub>	0,80	0,49	-0,47	-0,56	0,29	0,76	0,27	0,66	0,74	0,50	0,85
	ET <sub>oxn</sub>	0,90	0,55	-0,30	-0,44	0,45	0,85		0,61	0,85	0,44	0,87
	ET <sub>o</sub> – ET <sub>oxn</sub>	0,13	0,08	-0,50	-0,44	-0,18	0,13	0,65	0,32	0,10	0,30	0,29
RC	ET <sub>o</sub>	0,81	0,57	-0,42	-0,52	0,26	0,79	0,37	0,65	0,71	0,49	0,86
	ET <sub>oxn</sub>	0,91	0,68	-0,25	-0,34	0,47	0,88		0,54	0,84	0,36	0,85
	ET <sub>o</sub> – ET <sub>oxn</sub>	0,23	0,10	-0,48	-0,55	-0,23	0,22	0,60	0,49	0,13	0,45	0,42

Referencias: Tx: Temperatura máxima; Tn: Temperatura mínima; HRx: Humedad relativa máxima; HRn: Humedad relativa mínima; e\*: Tensión de vapor actual; E: Tensión de saturación; u<sub>2</sub>: velocidad del viento de superficie; h\*: Heliofanía efectiva; H: Heliofanía astronómica; h/H: Heliofanía relativa; Rs\*: Radiación solar. El asterisco (\*) señala que su origen procede de un cálculo.

y similares para ambos procedimientos, en virtud de su fuerte dependencia térmica.

La H, que expresa la variación estacional de la duración del día, produce correlaciones positivas relativamente elevadas con ET<sub>o</sub>, a partir tanto de PM como de PM<sub>xn</sub>, más altas que los valores obtenidos con h. Aunque la correlación positiva entre u<sub>2</sub> y ET<sub>o</sub> es solo moderada, como se había mostrado en la Figura 4, la influencia del viento resulta más evidente; en particular, cuando se emplea la diferencia entre ET<sub>o</sub> y ET<sub>oxn</sub>, lo que resulta en un aumento marcado de la correlación en todos los sitios.

### Influencia de valores diarios de AT sobre ET<sub>o</sub>

Los resultados de Dai et al. (1999) aportan evidencia sólida acerca del fuerte efecto de amortiguación de N sobre AT. En tal sentido, AT es una expresión utilizada para representar la transparencia atmosférica a los efectos de cuantificar la radiación solar recibida (Hargreaves y Samani, 1985; Goodin et al., 1999). Además, como indica la Tabla 1, la Rs es uno de los elementos más correlacionados con ET<sub>o</sub> en la región, de manera generalizada. La Figura 5 presenta la relación lineal entre los valores diarios de ET<sub>o</sub> y AT.

De acuerdo con la Figura 5, la AT diaria presenta una asociación positiva con ET<sub>o</sub>, tanto para PM como para PM<sub>xn</sub>, aunque la función lineal explica solo una pequeña porción de la variabilidad total. Esta asociación positiva se explica porque los valores elevados de AT están vinculados a condiciones atmosféricas más despejadas, que

permiten una mayor recepción de Rs. Ambas funciones de ajuste resultan muy similares y muestran trayectorias prácticamente superpuestas en cada lugar, con alguna excepción en RC. En cambio, la diferencia de ET<sub>o</sub> entre PM y PM<sub>xn</sub> no muestra ninguna evidencia de asociación con AT. Entonces, con respecto al componente radiativo del modelo, la información que aporta AT respecto a la variación de ET<sub>o</sub> resulta equivalente para ambos procedimientos.

### Comparación de los valores diarios de ET<sub>o</sub> obtenidos a partir de PM y PM<sub>xn</sub>

Para comparar formalmente los resultados que arrojan PM y PM<sub>xn</sub>, y en procura de esclarecer en particular la influencia de u<sub>2</sub> y de AT sobre la tasa de ET<sub>o</sub>, se determinó por correlación y regresión lineal la relación entre los valores originados a partir del procedimiento de PM. Este hace uso de los cuatro datos meteorológicos fundamentales, a modo de información de referencia en el eje de abscisas, y los estimados utilizando solo Tx y Tn con un valor de u<sub>2</sub> constante de 2 m s<sup>-1</sup> en ordenada. Los resultados del ajuste empírico, tanto de la función lineal como para un polinomio de segundo grado, se presentan en las Figuras 6 y 7 para el conjunto de los sitios analizados. Además, los valores se presentan categorizados de acuerdo a u<sub>2</sub> (Figura 6) y a AT (Figura 7).

La relación entre la tasa de ET<sub>o</sub> que determinan ambos métodos presenta un comportamiento similar en la región. En todos los sitios se observa una ligera tendencia de sobrestimación para

valores bajos de  $ET_o$ ; y, luego, una subestimación más importante y sistemática que produce el empleo de  $PM_{xn}$  al utilizar exclusivamente información térmica y sin considerar la variabilidad de  $u_2$ . Como muestra la Figura 6, se manifiesta el progresivo apartamiento de las funciones de ajuste con respecto a la función de identidad a medida que aumenta el valor de referencia ( $ET_o_{PM}$ ). De esta forma, la diferencia entre las estimaciones de ambos procedimientos presenta una tendencia creciente con el aumento de  $ET_o_{PM}$ , siendo los valores extremos que calcula  $PM$  marcadamente superiores a los de  $PM_{xn}$ . El comportamiento de sobre y subestimación para las tasas bajas y altas de  $ET_o_{PM}$ , respectivamente, también fue observado por Paredes et al. (2018) al evaluar el método  $ET_o_{PM_{xn}}$  con  $u_2 = 2 \text{ ms}^{-1}$  en condiciones de clima húmedo. Si bien los valores de la pendiente lineal son similares, la ordenada al origen resulta en cambio algo más elevada en la región de Córdoba.

Las funciones de regresión, tanto del modelo lineal como del polinomio de segundo grado, aparecen muy similares en las distintas estaciones,

lo que pone de manifiesto características climáticas relativamente uniformes en la región. Si bien el régimen de viento en  $VD$  presenta una intensidad similar a  $PI$ , las tasas diarias de  $ET_o$  en  $VD$  muestran mayor dispersión y un  $R^2$  ligeramente más bajo. Esto se asocia probablemente al clima con mayor grado de aridez que, durante todo el año, se presenta más despejado y con menor humedad del aire.

De la comparación entre las Figuras 6 y 7 surge una diferencia relevante con respecto a la influencia de la velocidad del viento y la  $AT$  sobre  $ET_o$ . Los datos categorizados a partir de  $AT$  muestran un ordenamiento de menor a mayor  $AT$ ; es decir, que los valores reducidos de  $ET$  (tanto de  $PM$  como para  $PM_{xn}$ ) se explican porque el rango térmico es más reducido (asociados a elevada  $N$  y baja intensidad de  $R_s$ ). En cambio, las mayores tasas de  $ET_o$  corresponden a  $AT$  más amplias (como consecuencia de la menor  $N$  y mayor intensidad de  $R_s$  recibida).

El ordenamiento de acuerdo a  $u_2$  muestra una configuración particular. En este caso, a medida

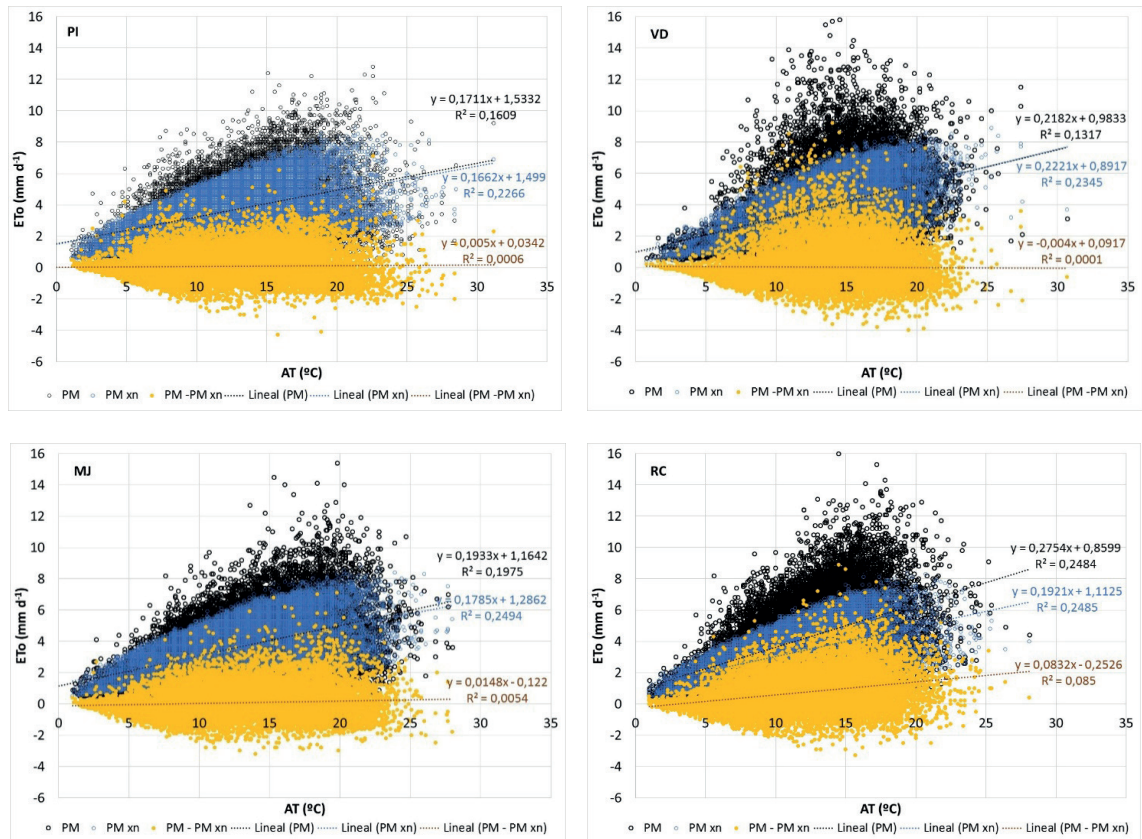
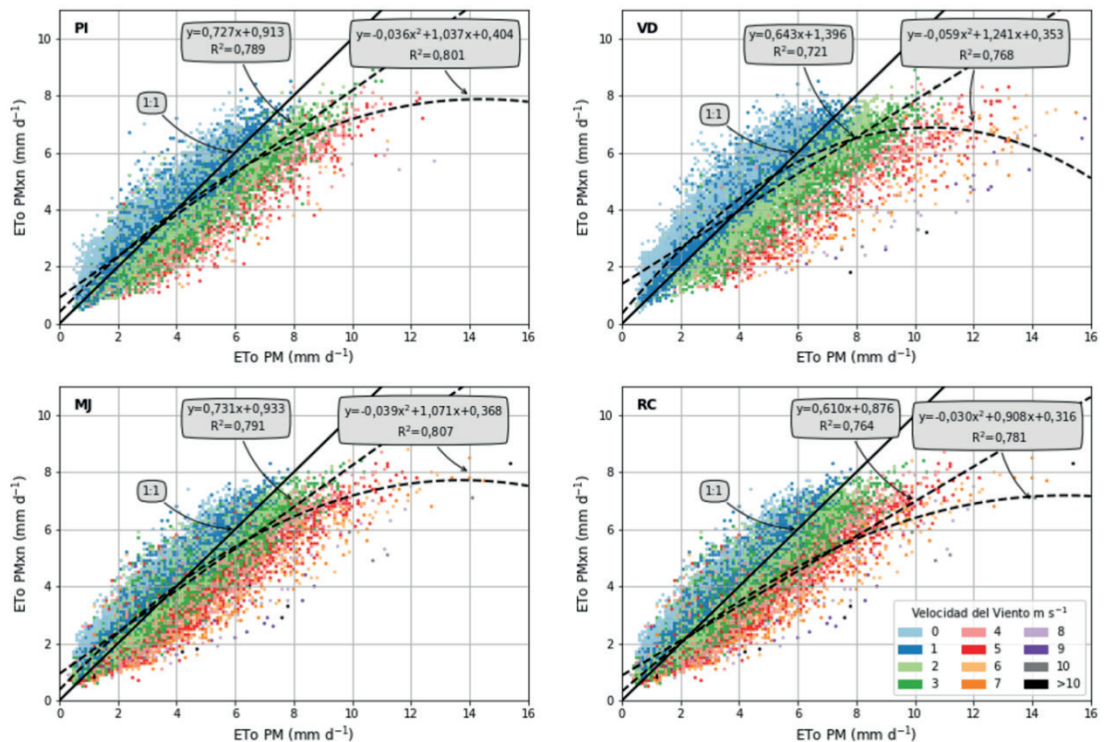


Figura 5. Relación entre los valores diarios de  $ET_o$ , obtenidos a partir de  $PM$ ,  $PM_{xn}$  y la diferencia entre ambos, con respecto a la amplitud térmica ( $AT$ ) en las distintas estaciones meteorológicas de la región



**Figura 6.** Relación entre la tasa diaria de evapotranspiración de referencia (ETo), obtenida con el método Penman-Monteith que utiliza el conjunto de cuatro variables fundamentales (PM) y los respectivos valores estimados solo con la temperatura máxima (Tx) y la temperatura mínima (Tn) para una velocidad del viento ( $u_2$ ) de 2 m s<sup>-1</sup> a 2 m de altura (PMxn), en distintas estaciones de la región. Los datos están categorizados para distintos rangos de  $u_2$ . Se presentan, además, las funciones de ajuste lineal y de un polinomio de segundo grado con sus respectivos coeficientes de correlación y determinación.

que  $u_2$  aumenta, la diferencia respecto de la función de identidad se acrecienta y se torna cada vez mayor. Resulta digno de destacar que el grupo de valores de ETo se encuentra por encima de la función de identidad cuando el rango de  $u_2$  es igual o inferior a 2 m s<sup>-1</sup> (en este caso PMxn sobreestima los valores de PM). Pero, por encima de este valor, la subestimación que produce PMxn se torna paulatinamente más acentuada y creciente con el aumento de  $u_2$ . De esta forma, mientras AT es un elemento que representa de manera fidedigna la contribución del término radiativo, tanto en PM como en PMxn, la contribución del término aerodinámico en PMxn solo puede ser representada de una manera más ajustada en la medida que  $u_2$  adopte los valores característicos de cada lugar.

### Análisis del cambio temporal de valores acumulados anuales de ETo

El análisis de valores acumulados de ETo tiene interés porque, si bien redundaba en la pérdida de detalle respecto a la influencia particular de cada

variable, permite exponer el comportamiento del indicador de la demanda atmosférica durante períodos más prolongados, compatibles con el ciclo de crecimiento de un cultivo o la dinámica hidrológica en una región. Además, facilita el análisis de la variación de largo plazo. En la Figura 8 se presentan los valores anuales de ETo entre 1968 y 2018 para el conjunto de estaciones meteorológicas analizadas en este estudio. Así, se muestra la diferencia que promueve el cálculo de ETo con el set completo de variables fundamentales respecto al procedimiento que utiliza solamente Tx y Tn como información observada y la diferencia entre ambos.

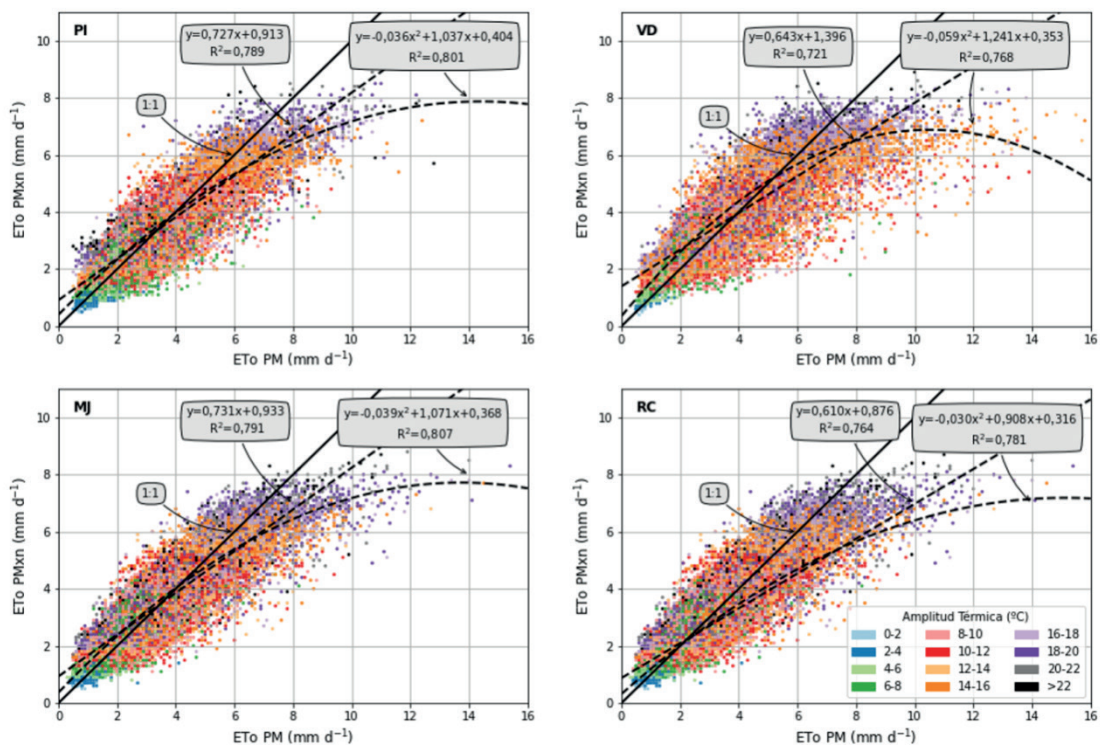
Un primer aspecto destacable es que los valores acumulados de ETo obtenidos a partir de PM en general son mayores a los que produce PMxn. Esto se obtiene como resultado de la sistemática subestimación que promueve el método PMxn speeditado al empleo de un valor de  $u_2$  constante. Tal comportamiento característico se destaca particularmente en RC, donde los valores anuales de ETo que produce PM resultan sistemáticamente más elevados que los de PMxn, como muestra la

diferencia siempre positiva entre ambos. Esto se explica debido a que, en RC, el régimen térmico presenta temperaturas más bajas y la tasa de ETo a partir de PMxn es asimismo más reducida, en tanto la mayor intensidad del régimen de vientos del lugar incrementa notablemente la tasa de ETo de acuerdo al cálculo de PM.

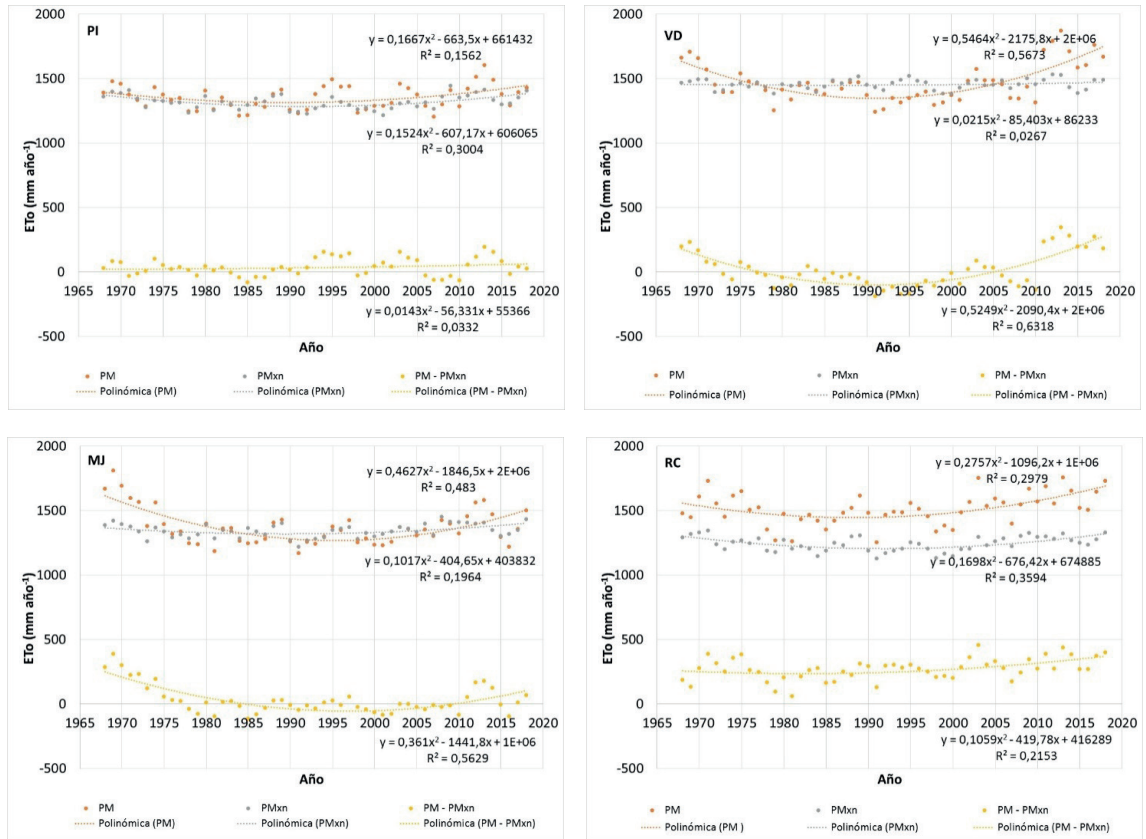
Otro hecho notable relacionado a la variación de ETo a lo largo del tiempo, con respecto a los valores que estiman tanto PM como PMxn y a la diferencia entre ambos, es la tendencia de todas las series a decrecer durante la primera mitad del período en estudio y a crecer posteriormente. Una fluctuación de largo plazo similar, aunque exactamente opuesta, es reportada en China durante 1961-2013. En este caso, los valores de ETo presentan una tendencia ascendente hasta principios de la década de 1980 y luego una tendencia descendente (Wang et al., 2017). La fluctuación en Córdoba, que se representa a partir de polinomios de segundo grado, en mayor o menor medida pasa por un mínimo que transcurre alrededor de la década de 1990 (1988 en RC; 1990 en PI; 1991 en VD; y 1995 en MJ, de acuerdo con el

valor que se obtiene de la función polinomial para la ETo de PM). Los coeficientes de correlación y regresión de las funciones polinomiales y su valoración estadística se presentan en la Tabla 2.

Esta variación sistemática de ETo resulta relevante en procura de explicar el comportamiento de la demanda atmosférica a lo largo del tiempo, así como también para establecer un eventual cambio de la aptitud o potencial agrícola en la región (de la Casa y Ovando, 2014; Vicente-Serrano et al., 2017). La fluctuación acontecida, con un cambio del signo de la pendiente circunscrito a un lapso intermedio de la serie, conduce inexorablemente a catalogar como estacionarias a las series de ETo. Esta condición se corrobora al aplicar las pruebas clásicas de Mann-Kendall y de Theil-Sen para evaluar la existencia de tendencia. Como confirma la Tabla 3, solo con la excepción de ETo\_PM en RC que muestra evidencia de un incremento lineal, el resto de las series de ETo presentan condición estacionaria. Por otra parte, como también muestra la Tabla 3 para  $u_2$  y AT, únicamente en MJ los valores de  $u_2$  acusen una tendencia lineal negativa, en tanto la tendencia para AT solo resulta positiva



**Figura 7.** Relación entre la tasa diaria de evapotranspiración de referencia (ETo), obtenida con el método Penman-Monteith que utiliza el conjunto de cuatro variables fundamentales (PM) y los respectivos valores estimados solo con la temperatura máxima (Tx) y la temperatura mínima (Tn) para una velocidad del viento ( $u_2$ ) de 2 m s<sup>-1</sup> a 2 m de altura (PMxn), en distintas estaciones de la región. Los datos están categorizados para distintos rangos de amplitud térmica (AT). Se presentan, además, las funciones de ajuste lineal y de un polinomio de segundo grado con sus respectivos coeficientes de correlación y determinación.



**Figura 8.** Variación interanual de la evapotranspiración de referencia (ETo), obtenida a partir de PM y PMxn, y del valor de la diferencia entre ambos en distintas estaciones de la región, entre 1968 y 2018

de acuerdo a Mann-Kendall.

Si bien en PI el polinomio para la diferencia entre los valores de ETo no queda bien definido (el  $R^2$  relativamente bajo no alcanza significancia), la secuencia de valores anuales de ETo exhibe la referida tendencia tanto para PM como para PMxn. Las funciones polinomiales de ajuste corren prácticamente paralelas y muy próximas, siendo la tendencia de ETo para PM ligeramente más elevada. En cambio, en VD y MJ el valor de la diferencia resulta particularmente conveniente para describir la fluctuación generalizada de ETo. En ambos lugares, la diferencia de ETo primero es positiva (PM > PMxn), se torna negativa aproximadamente entre 1980 y 2000, y nuevamente se presenta positiva durante el período más reciente.

Aunque la variación de largo plazo de la serie de ETo que produce PM con el conjunto completo de datos meteorológicos es significativa en todos los sitios de acuerdo al modelo polinomial, también en los valores que calcula PMxn (utilizando solo datos térmicos y  $u_2 = 2 \text{ ms}^{-1}$ ) o a partir de la diferencia entre ambos, es factible reconocer esta fluctuación.

De esta forma, con valores de ETo obtenidos para  $u_2$  constante, se desprende que  $u_2$  no sería el único factor responsable de esta fluctuación y que otra condición atmosférica debería constituirse en causal.

Aunque la tendencia de ETo a escala global es decreciente asociada al efecto de estancamiento del aire en superficie (McVicar et al., 2012), Onyutha (2016) observa una fluctuación de largo plazo en África, con valores de ETo por debajo de la media hasta 1970 y por encima entre 1980 y 2000. Este cambio da lugar a una tasa lineal creciente significativa en términos estadísticos en dos de los seis países analizados de la región ecuatorial. Además, el aumento de ETo durante la temporada de lluvias, especialmente, se explica como resultado de una reducción de la precipitación. De esta forma, siguiendo a Roderick y Farquhar (2002, 2004), la disminución de la tasa de ETo sería consecuencia del aumento de N y la disminución concurrente de la Rs recibida. Para explorar esta hipótesis, en forma preliminar se utilizan datos de amplitud térmica o rango diurno

**Tabla 2.** Evaluación estadística de los modelos polinomiales de segundo grado para la relación entre la evapotranspiración de referencia anual, obtenida a partir de PM (ETo\_PM), PMxn (ETo\_PMxn), la diferencia entre ambas (Dif), la amplitud térmica (AT) y la velocidad del viento ( $u_2$ ) con respecto a los años en las distintas estaciones de la región, entre 1968 y 2018

EM	Variable	R <sup>2</sup>	Valor estimado		Error estándar	Valor de t (df = 48)	Nivel de p
RC	ETo_PM	0,298	b0	1091111,0	300610,2	3,630	0,0007
			b1	-1096,0	301,7	-3,633	0,0007
			b2	0,3	0,1	3,642	0,0007
	ETo_PMxn	0,359	b0	674903,9	131781,3	5,121	0,0000
			b1	-676,4	132,2	-5,115	0,0000
			b2	0,2	0,0	5,118	0,0000
	Dif	0,215 ns	b0	416318,5	222152,0	1,874	0,0670
			b1	-419,8	222,9	-1,883	0,0658
			b2	0,1	0,1	1,893	0,0644
	AT	0,347	b0	8904,2	1794,4	4,962	0,0000
			b1	-8,9	1,8	-4,959	0,0000
			b2	0,0	0,0	4,962	0,0000
$u_2$	0,018 ns	b0	-653,1	1368,8	-0,477	0,6354	
		b1	0,7	1,4	0,477	0,6355	
		b2	0,0	0,0	-0,474	0,6373	
PI	ETo_PM	0,156	b0	661441,6	246890,2	2,679	0,0101
			b1	-663,5	247,8	-2,678	0,0101
			b2	0,2	0,1	2,682	0,0100
	ETo_PMxn	0,300	b0	606065,9	134449,1	4,508	0,0000
			b1	-607,2	134,9	-4,500	0,0000
			b2	0,2	0,0	4,502	0,0000
	Dif	0,033 ns	b0	55369,5	193764,7	0,286	0,7763
			b1	-56,3	194,5	-0,290	0,7733
			b2	0,0	0,0	0,294	0,7702
	AT	0,303	b0	7911,9	1730,1	4,573	0,0000
			b1	-7,9	1,7	-4,565	0,0000
			b2	0,0	0,0	4,565	0,0000
$u_2$	0,049 ns	b0	162,3	969,0	0,167	0,8677	
		b1	-0,2	1,0	-0,171	0,8651	
		b2	0,0	0,0	0,176	0,8611	
MJ	ETo_PM	0,483	b0	1843448,0	291591,5	6,322	0,0000
			b1	-1846,0	292,6	-6,310	0,0000
			b2	0,5	0,1	6,303	0,0000
	ETo_PMxn	0,196	b0	403826,6	134062,0	3,012	0,0041
			b1	-404,6	134,5	-3,008	0,0042
			b2	0,1	0,0	3,013	0,0041
	Dif	0,5643	b0	1439653,0	213865,6	6,732	0,0000
			b1	-1442,0	214,6	-6,718	0,0000
			b2	0,4	0,1	6,704	0,0000
	AT	0,238	b0	6129,7	2007,9	3,053	0,0037
			b1	-6,2	2,0	-3,054	0,0037
			b2	0,0	0,0	3,062	0,0036
$u_2$	0,624	b0	7482,4	1118,0	6,693	0,0000	
		b1	-7,5	1,1	-6,671	0,0000	
		b2	0,0	0,0	6,651	0,0000	

EM	Variable	R <sup>2</sup>	Valor estimado	Error estándar	Valor de t (df = 48)	Nivel de p	
EM	ETo_PM	0,567	b0	2167236,0	287351,5	7,542	0,0000
			b1	-2176,0	288,4	-7,545	0,0000
			b2	0,5	0,1	7,553	0,0000
	ETo_PMxn	0,027 ns	b0	86218,4	112856,0	0,764	0,4486
			b1	-85,4	113,3	-0,754	0,4546
			b2	0,0	0,0	0,757	0,4529
VD	Dif	0,632	b0	2080927,0	239033,0	8,706	0,0000
			b1	-2090,0	239,9	-8,714	0,0000
			b2	0,5	0,1	8,722	0,0000
	AT	0,004 ns	b0	-562,0	1299,5	-0,432	0,6673
			b1	0,6	1,3	0,443	0,6596
			b2	0,0	0,0	-0,443	0,6596
	u <sub>2</sub>	0,410	b0	4840,5	854,2	5,666	0,0000
			b1	-4,9	0,9	-5,668	0,0000
			b2	0,0	0,0	5,672	0,0000

**Tabla 3.** Resultados de las pruebas de Mann-Kendall (M-K) y de Theil-Sen (T-S) para evaluar la tendencia lineal en las series anuales de ETo\_PM, ETo\_PMxn, velocidad del viento de superficie (u<sub>2</sub>) y amplitud térmica (AT)

EM	ETo_PM	ETo_PMxn	u <sub>2</sub>	AT	
EM	Valor del Test de M-K (S)	313	109	123	83
	Valor estandarizado de S	2,534	0,877	0,991	0,666
	Valor de p	0,006	0,190	0,161	0,253
RC		↑(p<0,05)	ns	ns	ns
	Pendiente de Theil-Sen	2,688	0,53	0,0047	0,0068
	Intercepción de Theil-Sen	-3852	187,4	-5,956	-1,574
		↑(p<0,05)	ns	ns	ns
MJ	Valor del Test de M-K (S)	-81	171	-469	225
	Valor estandarizado de S	-0,65	1,381	-3,801	1,819
	Valor de p	0,258	0,0837	7,20E-05	0,0344
		ns	ns	↓(p<0,05)	↑(p<0,05)
	Pendiente de Theil-Sen	-0,733	0,754	-0,0212	0,0148
	Intercepción de Theil-Sen	2815	-160,8	44,79	-16,26
		ns	ns	↓(p<0,05)	ns
PI	Valor del Test de M-K (S)	127	29	167	-29
	Valor estandarizado de S	1,023	0,227	1,348	-0,227
	Valor de p	0,153	0,41	0,0888	0,41
		ns	ns	ns	ns
	Pendiente de Theil-Sen	0,881	0,17	0,00599	-0,00293
	Intercepción de Theil-Sen	-403,6	975,9	-10,12	18,42
		ns	ns	ns	ns
VD	Valor del Test de M-K (S)	93	89	-67	27
	Valor estandarizado de S	0,747	0,715	-0,536	0,211
	Valor de p	0,227	0,237	0,296	0,416
		ns	ns	ns	ns
	Pendiente de Theil-Sen	0,875	0,368	-0,00282	9,68E-04
	Intercepción de Theil-Sen	-297,7	721,4	7,201	12
		ns	ns	ns	ns

de la temperatura ( $AT=Tx-Tn$ ) como un proxy de la nubosidad (Hargreaves y Samani, 1985; Goodin et al., 1999; Dai et al., 1999; de la Casa et al., 2003). La información para las estaciones en estudio se presenta en la Figura 9.

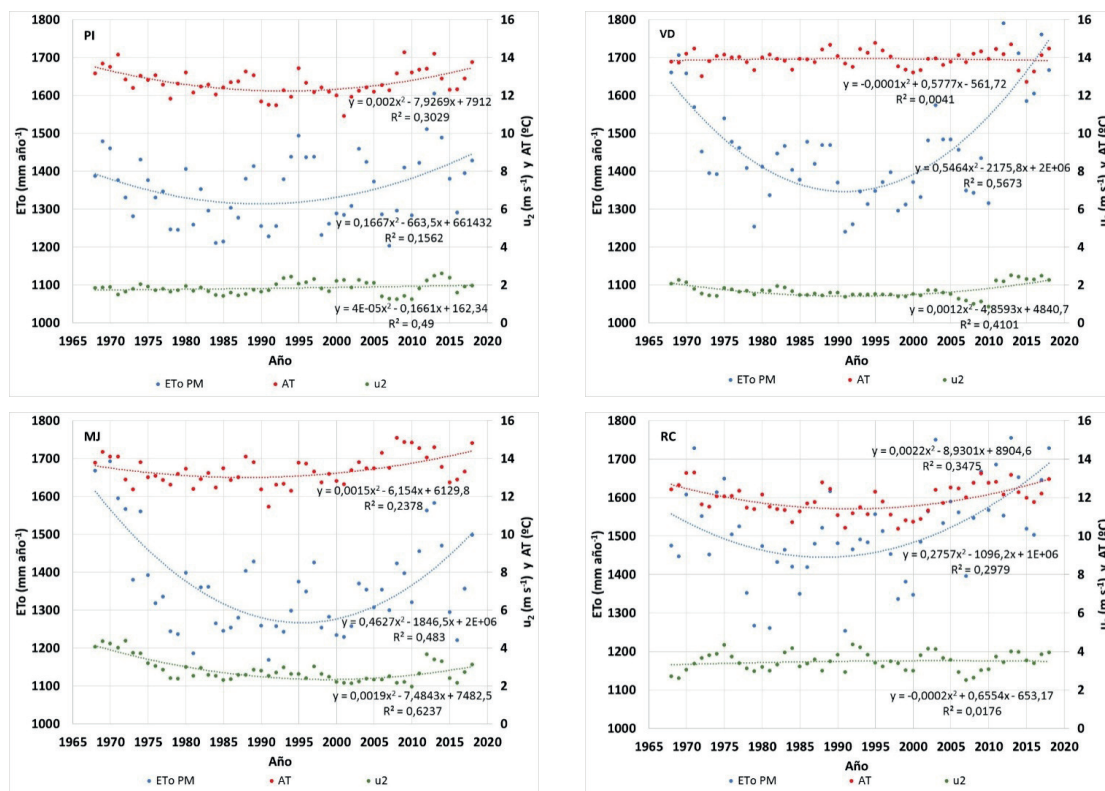
Como se aprecia en la Figura 9 y también en virtud de los coeficientes de correlación de la Tabla 4, la AT en PI, MJ y RC acusa una fluctuación concurrente a la de ETo durante el periodo 1968-2018. Así, se pone de manifiesto que, como sucedáneo de N, la AT puede explicar en parte la disminución y luego el aumento de ETo asociada a la variación de Rs. La influencia de AT se sostiene además a partir de la relación inversa significativa que muestra ETo con el total anual de lluvia (PP) (Tabla 4). La variación de la precipitación en la provincia de Córdoba, durante el siglo XX, muestra de manera consistente una fluctuación de largo plazo, con un mínimo alrededor de la década de 1930-1940 y un máximo que se presenta de manera aproximada en la década de 1990-2000 (de la Casa et al., 2018). El incremento de la lluvia hacia finales del siglo pasado constituye una causa probable que explica no solo el aumento de N y la disminución de AT, sino también la merma en la

**Tabla 4.** Coeficientes de correlación entre los valores anuales de evapotranspiración de referencia (ETo), obtenidos a partir de PM, con respecto a distintas variables y factores concurrentes del procedimiento de cálculo, para distintas estaciones meteorológicas (EM) de la región

EM	Variables/factores				
	Tx	Tn	AT	$u_2$	PP
VD	0,525	0,497	0,196	0,850	-0,400
PI	0,689	0,121	0,605	0,632	-0,482
MJ	0,520	-0,273	0,614	0,818	-0,418
RC	0,688	-0,183	0,750	0,416	-0,616

tasa de ETo durante este lapso. La explicación de esta dinámica encuentra respaldo en los resultados de Roderick y Farquhar (2002, 2004), Irmak et al. (2012) y Onyutha (2016) bajo diferentes regímenes climáticos.

Si bien la fluctuación de AT no se presenta en VD, el valor anual de  $u_2$  acusa una fluctuación de largo plazo análoga a la de ETo tanto en VD como en MJ. Por tanto, el régimen del viento en ambos sitios constituye un factor que también estaría vinculado con la dinámica observada. Además, los resultados de la Tabla 4 muestran



**Figura 9.** Variación de los valores anuales de evapotranspiración de referencia (ETo), obtenida a partir de PM, de la amplitud térmica y la velocidad del viento en distintas estaciones de la región, entre 1968 y 2018



la correlación más alta de ETo con  $u_2$ . Mientras la variación del régimen de velocidad del viento sería particularmente responsable del cambio de ETo en VD; en MJ, tanto la variación del goce de radiación solar (AT) como la fluctuación de  $u_2$ , estarían vinculadas en fase con respecto a la variación de ETo en el largo plazo. De este modo, se muestra un cuadro más complejo que explica el cambio de la demanda atmosférica relacionado con el término radiativo y el componente aerodinámico. Entonces, el modelo combinado de PM es particularmente útil para representar diversos complejos climáticos por su mayor base física y ductilidad. Por otra parte, se debería utilizar de manera preferencial en los estudios sobre el cambio climático respecto al cambio de aptitud agrícola o de su potencialidad productiva (McKenney y Rosenberg, 1993; Chattopadhyay y Hulme, 1997; Chen et al., 2005).

## CONCLUSIONES

El régimen de  $u_2$  presenta marcadas diferencias en la región: los registros de VD y PI son ostensiblemente inferiores a los de MJ y RC. Mientras que VD registra más del 70% de los días con valores de  $u_2$  inferiores a  $2 \text{ m s}^{-1}$  y el porcentaje en PI es de 60%; en MJ y RC el 40% y 55% de los días registran valores de  $u_2$  superiores a  $3 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente.

El aumento de  $u_2$  explica, en buena medida, el incremento lineal de la diferencia entre los valores diarios de ETo. Estos valores se obtuvieron a partir del método original con cuatro variables fundamentales (PM) y el restringido a la información térmica con  $u_2 = 2 \text{ m s}^{-1}$  (PMxn). De esta forma, mientras el uso de PMxn en PI no produce diferencias muy marcadas respecto a PM por su régimen de  $u_2$  más bajo; en RC, la subestimación es mayor y debe ser corregida. El análisis de la relación entre los valores de ETo de ambos procedimientos muestra una ligera sobreestimación de PMxn para valores bajos y una tendencia preponderante de subestimación a medida que se incrementa.

Con respecto a los valores extremos de ETo<sub>PM</sub>, solo 2,1%; 2,7%; 5,2% y 5,7% de los días acusan tasas superiores a  $8 \text{ mm d}^{-1}$  en PI, MJ, VD y RC, respectivamente. De esta forma, para un rango latitudinal similar al de PI y un régimen de  $u_2$  más elevado, la condición de mayor humedad atmosférica explica una frecuencia similar de valores extremos de ETo en MJ. Por su parte, en VD, con una frecuencia de  $u_2$  similar a PI, pero donde la atmósfera está menos saturada de humedad y presenta menor N, el porcentaje de

valores extremos prácticamente duplica a los de PI y MJ. El mayor porcentaje de días con ETo superior a  $8 \text{ mm d}^{-1}$ , en RC, se explica principalmente por el régimen de velocidad de viento más elevado.

La evaluación de ETo entre 1968 y 2018, realizada a partir tanto de PM como de PMxn y a la diferencia entre ambos, presenta en la región la tendencia a decrecer durante la primera mitad del período y a incrementarse posteriormente. La condición de N, al regular los intercambios de energía sobre la superficie del suelo, constituye un factor relevante para explicar la variación de largo plazo de la tasa de ETo. Utilizada como proxy de N, la AT presenta a escala anual correlaciones elevadas con ETo, con coeficientes comprendidos entre 0,196 y 0,75 para las distintas localidades evaluadas. Asimismo, la precipitación acusa una correlación negativa previsible con ETo en todas las estaciones meteorológicas. Además, a excepción de VD, tanto AT como ETo exhiben una fluctuación en la región central de Argentina entre 1968 y 2018, con valores decrecientes hasta la década de 1990, cuando la lluvia acusa registros máximos en la región y crecientes a partir de entonces.

Mientras la variación de  $u_2$  en VD presenta una fluctuación concurrente a la de ETo, en MJ la fluctuación de AT y de  $u_2$  están relacionadas en fase con respecto a la variación de ETo, en el largo plazo. De esta manera, a los efectos de evaluar correctamente la dinámica de cambio del poder evaporativo de la atmósfera, es absolutamente necesario usar indicadores que consideren la influencia tanto del término radiativo como del componente aerodinámico.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con el apoyo económico de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina (SeCyT-UNC) [Grant Number 32720200400235CB].

## BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (Eds.). (1998). *Crop evapotranspiration: Guide-lines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and Drain age Paper 56*. Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). <https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e00.htm#Contents>
- Almorox, J., Senatore, A., Quej, V. H. y Mendicino, G. (2016). Worldwide assessment of the Penman-Monteith temperature approach for the estimation of

- monthly reference evapotranspiration. *Theoretical and Applied Climatology*, 131(1-2), 693-703. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1996-2>
- Brutsaert, W. y Parlange, M. B. (1998). Hydrologic cycle explains the evaporation paradox. *Nature*, 396, 30. <https://doi.org/10.1007/s00704-016-1996-2>
- Chattopadhyay, N. y Hulme, M. (1997). Evaporation and potential evapotranspiration in India under conditions of recent and future climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 87(1), 55-73. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(97\)00006-3](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(97)00006-3)
- Chen, D., Gao, G., Xu, C.-Y., Guo, J. y Ren, G. Y. (2005). Comparison of the Thornthwaite method and pan data with the standard Penman-Monteith estimates of reference evapotranspiration in China. *Climate Research*, 28(2), 123-132. <https://doi.org/10.3354/cr028123>
- Dai, A., Trenberth, K. E. y Karl, T. R. (1999). Effects of Clouds, Soil Moisture, Precipitation, and Water Vapor on Diurnal Temperature Range. *Journal of Climate*, 12(8), 2451-2473. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2451:ECSMP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2451:ECSMP>2.0.CO;2)
- Dai, A., Karl, T. R., Sun, B. y Trenberth, K. E. (2006). Recent Trends in Cloudiness over the United States: A Tale of Monitoring Inadequacies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(5), 597-606. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-5-597>
- D'Andrea, M. F., Rousseau, A. N., Bigah, Y., Gattinoni, N. N. y Brodeur, J. C. (2019). Trends in reference evapotranspiration and associated climate variables over the last 30 years (1984-2014) in the Pampa region of Argentina. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(3-4), 1371-1386. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2565-7>
- de la Casa, A. C., Ovando, G. G. y Rodríguez, A. (2003). Estimación de la radiación solar global en la provincia de Córdoba, Argentina, y su empleo en un modelo de rendimiento potencial de papa. *Revista de Investigaciones Agropecuarias*, 32(2), 45-62. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=3995607>
- de la Casa, A. C. y Ovando, G. G. (2014). Climate change and its impact on agricultural potential in the central region of Argentina between 1941 and 2010. *Agricultural and Forest Meteorology*, 195-196, 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.04.005>
- de la Casa A. C. y Ovando, G. G. (2016). Variation of reference evapotranspiration in the central region of Argentina between 1941 and 2010. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 5, 66-79. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.11.009>
- de la Casa, A. C., Ovando, G. G. y Díaz, G. J. (2018). Secular variation of rainfall regime in the central region of Argentina. *Atmospheric Research*, 213, 196-210. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2018.06.009>
- de la Casa, A. C., Ovando, G. G. y Díaz, G. J. (2020). Tendencias en la frecuencia, intensidad y variabilidad de la velocidad del viento en Córdoba, Argentina, entre 1968 y 2018. *Revista Argentina de Agrometeorología*, XI, 1-16. [https://www.siteaada.org/\\_files/ugd/cf1a17\\_1c5b2216cdea49afa17745a270d63c50.pdf#page=10](https://www.siteaada.org/_files/ugd/cf1a17_1c5b2216cdea49afa17745a270d63c50.pdf#page=10)
- Donohue, R. J., McVicar, T. R. y Roderick, M. L. (2010). Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate. *Journal of Hydrology*, 386(1-4), 186-197. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.020>
- Golubev, V. S., Lawrimore, J. H., Groisman, P. Y., Speranskaya, N. A., Zhuravin, S. A., Menne M. J., Peterson, T. C. y Malone, R. W. (2001). Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR: A reassessment. *Geophysical Research Letters*, 28(13), 2665-2668. <https://doi.org/10.1029/2000GL012851>
- Goodin, D. G., Hutchinson, J. M. S., Vanderlip, R. L. y Knapp, M. C. (1999). Estimating Solar Irradiance for Crop Modeling Using Daily Air Temperature Data. *Agronomy Journal*, 91(5), 845-851. <https://doi.org/10.2134/agronj1999.915845x>
- Guo, H., Xu, M. y Hu, Q. (2011). Changes in near-surface wind speed in China: 1969-2005. *International Journal of Climatology*, 31(3), 349-358. <https://doi.org/10.1002/joc.2091>
- Hargreaves, G. H. y Samani, Z. A. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Hobbins, M. T., Ramírez, J. A. y Brown, T. C. (2004). Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous U.S.: Paradoxical or complementary? *Geophysical Research Letters*, 31(13), L13503. <https://doi.org/10.1029/2004GL019846>
- Irmak, S., Kabenge, I., Skaggs, K. E. y Mutiibwa, D. (2012). Trend and magnitude of changes in climate variables and reference evapotranspiration over 116-yr period in the Platte River Basin, Central Nebraska-USA. *Journal of Hydrology*, 420-421, 228-244. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.006>
- Land and Water Division of Food and Agriculture Organization of the United Nations. (2009). The ETo Calculator (version 3.1.) [Software]. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Lawrimore, J. H. y Peterson, T. C. (2000). Pan Evaporation Trends in Dry and Humid Regions of the United States. *Journal of Hydrometeorology*, 1(6), 543-546. [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2000\)001<0543:PETIDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2000)001<0543:PETIDA>2.0.CO;2)
- Liu, C. y Zeng, Y. (2004). Changes of Pan Evaporation in the Recent 40 Years in the Yellow River Basin.

- Water International*, 29(4), 510–516. <https://doi.org/10.1080/02508060408691814>
- McKenney, M. S. y Rosenberg, N. J. (1993). Sensitivity of some potential evapotranspiration estimation methods to climate change. *Agricultural and Forest Meteorology*, 64(1-2), 81–110. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90095-Y](https://doi.org/10.1016/0168-1923(93)90095-Y)
- McVicar, T. R., Roderick, M. L., Donohue, R. J., Li, L.T., van Niel, T. G., Thomas, A., Grieser, J., Jhajharia, D., Himri, Y., Mahowald, N. M., Mescherskaya, A. V., Kruger, A. C., Rehman, S. y Dinpashoh, Y. (2012). Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation. *Journal of Hydrology*, 416-417, 182-205. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.024>
- Onyutha, C. (2016). Statistical analyses of potential evapotranspiration changes over the period 1930–2012 in the Nile River riparian countries. *Agricultural and Forest Meteorology*, 226–227, 80–95. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.05.015>
- Paredes, P., Fontes, J. C., Azevedo, E. B. y Pereira, L. S. (2018). Daily reference crop evapotranspiration in the humid environments of Azores islands using reduced data sets: accuracy of FAO-PM temperature and Hargreaves-Samani methods. *Theoretical and Applied Climatology*, 134(1), 595–611. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2295-2>
- Raes, D. (2009). *The ETo Calculator (version 3.1.). Reference Manual*. Food and Agriculture Organization of the United Nations Ed., 38 pp.
- Roderick, M. L. y Farquhar, G. D. (2002). The cause of decreased pan evaporation over the past 50 years. *Science*, 298 (5597), 1410–1411. <https://doi.org/10.1126/science.1075390-a>
- Roderick, M. L. y Farquhar, G. D. (2004). Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. *International Journal of Climatology*, 24(9), 1077–1090. <https://doi.org/10.1002/joc.1061>
- Romanić, D., Ćurić, M., Jovičić, I. y Loppar, M. (2015). Long-term trends of the 'Koshava' wind during the period 1949–2010. *International Journal of Climatology*, 35(2), 288–302. <https://doi.org/10.1002/joc.3981>
- Sen, P. K. (1968). Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63(324), 1379–1389. <https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934>
- Theil, H. (1950). A Rank-Invariant Method of Linear and Polynomial Regression Analysis. *Proceedings of Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, 53(3-4), 386–392 (Part 1); 521–525 (Part 2); 1397–1412 (Part 3).
- Thomas, A. (2000). Spatial and temporal characteristics of potential evapotranspiration trends over China. *International Journal of Climatology*, 20(4), 381–396. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(20000330\)20:4<381::AID-JOC477>3.0.CO;2-K](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(20000330)20:4<381::AID-JOC477>3.0.CO;2-K)
- Valipour, M. (2015). Temperature analysis of reference evapotranspiration models. *Meteorological Applications*, 22(3), 385–394. <https://doi.org/10.1002/met.1465>
- Vicente-Serrano, S. M., Bidegain, M., Tomas-Burguera, M., Dominguez-Castro, F., El Kenawy, A., McVicar, T. R., Azorin-Molina, C., López-Moreno, J. I., Nieto, R., Gimeno, L. y Giménez, A. (2017). A comparison of temporal variability of observed and model-based pan evaporation over Uruguay (1973–2014). *International Journal of Climatology*, 38(1), 337-350. <https://doi.org/10.1002/joc.5179>
- Wang, Z., Xie, P., Lai, C., Chen, X., Wu, X., Zeng, Z. y Li, J.(2017). Spatiotemporal variability of reference evapotranspiration and contributing climatic factors in China during 1961–2013. *Journal of Hydrology*, 544, 97-108. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.021>
- Xu, C.-Y., Gong, L., Jiang, T., Chen, D. y Singh, V. P. (2006). Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment. *Journal of Hydrology*, 327 (1–2), 81–93. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.029>