

PARTICIÓN DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN USANDO ISÓTOPOS ESTABLES EN ESTUDIOS ECOHIDROLÓGICOS

• Tonantzin Tarin • Enrico A. Yépez* • Jaime Garatuza-Payan •
Instituto Tecnológico de Sonora, México

*Autor de correspondencia

• Christopher J. Watts • Julio C. Rodríguez •
Universidad de Sonora, México

• Enrique R. Vivoni • Luis A. Méndez-Barroso •
Arizona State University, USA

Resumen

TARIN, T., YÉPEZ, E.A., GARATUZA-PAYÁN, J., WATTS, C.J., RODRÍGUEZ, J.C., VIVONI, E.R. & MÉNDEZ-BARROSO, L.A. Partición de la evapotranspiración usando isótopos estables en estudios ecohidrológicos. *Tecnología y Ciencias del Agua*. Vol. V, núm. 3, mayo-junio de 2014, pp. 97-114.

La ecohidrología como disciplina emergente pretende generar conocimiento para entender procesos fundamentales de los ecosistemas en función de la dinámica del ciclo hidrológico. Durante la temporada de lluvias, que coincide con las altas temperaturas en las zonas semiáridas, se desencadenan diversos procesos ecológicos relacionados con el intercambio de agua entre la superficie terrestre y la atmósfera, vía evapotranspiración (ET). A pesar de que existen diferentes metodologías para estimar ET, conocer la proporción de sus componentes, evaporación del suelo (Es) y transpiración de la vegetación (T), en escalas congruentes es todavía complicado. El presente trabajo tiene como objetivo conocer la proporción de T/ET durante un día de la temporada de lluvias en un ecosistema semiárido del noroeste de México, usando isótopos estables como trazadores de los diferentes componentes de la ET. Durante el 24 de julio de 2007 se obtuvo que la proporción T/ET fue de $59 \pm 6\%$, pero mostró una variación importante entre la mañana y la tarde, ya que la T/ET fue de $86 \pm 21\%$ por la mañana y decayó a $46 \pm 9\%$ en la tarde. Estos resultados apuntan a que durante la mañana la vegetación se mantiene más activa, contribuyendo más a la ET vía T, en contraste con lo que se observa en la tarde. Con el uso de isótopos estables es posible separar la ET en sus componentes en nivel de ecosistema, lo cual permite el avance del conocimiento ecohidrológico.

Palabras clave: gráficos de Keeling, evaporación, transpiración, correlación turbulenta, Sonora.

Abstract

TARIN, T., YÉPEZ, E.A., GARATUZA-PAYÁN, J., WATTS, C.J., RODRÍGUEZ, J.C., VIVONI, E.R. & MÉNDEZ-BARROSO, L.A. *Evapotranspiration Partitioning with Stable Isotopes for Ecohydrological Studies*. *Water Technology and Sciences (in Spanish)*. Vol. V, No. 3, May-June, 2014, pp. 97-114.

The purpose of the emergent discipline of ecohydrology is to generate knowledge to understand processes that are fundamental to ecosystems in terms of the dynamics of the hydrological cycle. During the rainy season, which coincides with high temperatures in semi-arid zones, a variety of ecological processes are triggered involving land surface-atmosphere water exchange through evapotranspiration (ET). Although different methodologies exist to calculate ET, it is complicated to identify the proportion of its components, evaporation in soil (ES) and transpiration of the vegetation (T) at congruent scales. The objective of the present work is to identify the ratio T/ET for one day during the rainy season in a semiarid ecosystem in northwestern Mexico using stable isotopes as tracers of different components of ET. The value of the T/ET ratio was $59 \pm 6\%$ on July 24, 2007, but a significant variation was shown between the morning and the afternoon, decreasing from $86 \pm 21\%$ in the morning to $46 \pm 9\%$ in the afternoon. These results indicate that the vegetation is more active in the morning, contributing more to ET than in the afternoon. By using stable isotopes, ET can be separated into its components at the ecosystem level, thereby contributing to knowledge about the ecohydrology.

Keywords: Keeling graphs, evaporation, transpiration, turbulent correlation, Sonora.

Introducción

La evapotranspiración (*ET*) es un proceso central en el sistema climático y es el único por el cual el agua es regresada de la superficie terrestre hacia la atmósfera en forma de vapor de agua (Jung *et al.*, 2010). La importancia de la *ET* es tal, que dos tercios de la precipitación anual es devuelta a la atmósfera por este proceso (Wang y Dickinson, 2012). En zonas áridas y semiáridas, el 90%, o incluso el 100% de la precipitación se evapotranspira (Wilcox *et al.*, 2003). No obstante, se tiene escaso conocimiento sobre los factores que influyen en las tasas de *ET* y la variabilidad de sus componentes, la evaporación del suelo (*Es*) y la transpiración (*T*) en nivel ecosistema (Newman *et al.*, 2006). Desde un enfoque ecohidrológico es importante entender el movimiento de agua por estas rutas y sus implicaciones en el ciclo hidrológico, así como su influencia en los procesos ecosistémicos (Huxman *et al.*, 2005). Existen diferentes metodologías y enfoques para separar la *ET* en sus componentes. Por ejemplo, las técnicas de porometría y cámaras estáticas acopladas a analizadores de gases en infrarrojo permiten medir la *T* a nivel de hoja de forma simple y precisa (Wang y Yakir, 2000; Yepez *et al.*, 2005). Técnicas automatizadas basadas en balances térmicos usando sensores de flujo de savia son utilizadas para medir la transpiración en nivel de individuos (árboles o arbustos; Plaut *et al.*, 2012; Reyes-García *et al.*, 2012). Sin embargo, escalar estas dos técnicas al ecosistema es complicado debido a la heterogeneidad en el funcionamiento y espaciamiento de la vegetación (Williams *et al.*, 2004). Por otro lado, la *Es* puede ser estimada con cámaras de flujo posicionadas en la superficie del suelo (Raz-Yaseef *et al.*, 2010) y lisímetros (Wenninger *et al.*, 2010), pero se carece de una buena representación espacial en superficies tan heterogéneas como los suelos. Existen modelos que pueden estimar los componentes de la *ET*, pero éstos requieren otras estimaciones, como la meteorología local, las propiedades del suelo, la función del xilema

(Plaut *et al.*, 2012), la dinámica de la vegetación (Reynolds *et al.*, 2000; Vivoni, 2012b; Méndez-Barroso *et al.*, 2014) y la distribución de las raíces (Manzoni *et al.*, 2013), lo que aumenta en gran medida el nivel de complejidad. En general, estas metodologías enfrentan el problema de representación temporal y espacial de los componentes individuales de *ET*, lo cual complica su interpretación a una escala congruente para estudios ecosistémicos, lo que demanda una combinación de técnicas para alcanzar esta meta (Wilson *et al.*, 2001; Williams *et al.*, 2004).

Por otro lado, la técnica de covarianza de vórtices (o *Eddy covariance*, *EC*, en inglés) es una herramienta importante para estudiar el intercambio de gases sobre la cobertura vegetal. El método mide directamente el intercambio neto de CO₂ y el vapor de agua (*ET*) entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera (Baldocchi, 2003). Estas mediciones tienen una amplia resolución temporal continua y directa de la *ET* sobre el dosel del ecosistema, pero no distingue las contribuciones de sus componentes (Baldocchi *et al.*, 2001). La utilización de isótopos estables, en combinación con otras técnicas, ha permitido la separación de la *ET* en sus componentes (cuadro 1). En particular, existe un número creciente de estudios en los últimos años que utilizan los isótopos estables combinados con herramientas hidrometeorológicas, como la técnica de la técnica de *EC* y la física del suelo, para estimar el cociente de la transpiración sobre la evapotranspiración en estudios de ecosistemas (Reynolds *et al.*, 2000; Huxman *et al.*, 2005; Yepez y Williams, 2009) (cuadro 1). De tal modo que si se incorporan los isótopos estables como trazadores del ciclo hidrológico en los diferentes componentes que participan en la *ET*, aunado a las mediciones de *EC*, se obtiene una alternativa útil para separar el flujo de *ET* (*T/ET*) a una escala congruente para estudios ecosistémicos (Wang y Yakir, 2000; Yepez *et al.*, 2003). Con el análisis de muestras de agua de vapor atmosférico, suelo y plantas en un ecosistema, y analizando su composición

Cuadro 1. Investigaciones que contribuyen al conocimiento de la partición de la evapotranspiración.

Autores	Localización	Campo de estudio	T/ET %	Tipo de partición de ET
Moreira et al., 1997	Amazonas	Bosque y pastizal	60-80	Isótopos estables/meteorología
Brunel et al., 1997	Sahel, África	Bosque de artemisa	20	Isótopos estables/meteorología
Ferretti et al., 2003	Planicie Central, Estados Unidos	Pastizal	40-75	Isótopos estables/balance de masas
Yepez et al., 2003	Arizona, Estados Unidos	Mezquital	50-85	Isótopos estables/EC
Williams et al., 2004	Marruecos	Cultivo de olivo	72-86	Isótopos estables/EC/flujo de savia
Lai et al., 2005	Pacífico noroeste, Estados Unidos	Bosque de coníferas	85	Isótopos estables/EC/flujo de savia
Yepez et al., 2005	Desierto de Sonora, México	Pastizal	22-43	Isótopos estables/cámaras estáticas
Yamanaka y Tsunakawa, 2007	Japón	Matorral	80	Isótopos estables/micrometeorología
Yepez et al., 2007	Arizona, Estados Unidos	Mezquital	5-100	Isótopos estables/EC
Xu et al., 2008	Wolong, China	Matorral de <i>Quercus</i>	74-96	Isótopos estables/meteorología
Rothfuss et al., 2010	Observatory of Environment Research, Francia	<i>Festuca arundinacea</i>	0-95	Isótopos estables/balance de masas
Wang et al., 2010	Biosphere 2, Arizona, Estados Unidos	Mezquite	61-83	Isótopos estables/CRDS
Wenninger et al., 2010	Laboratorio de UNESCO-IHE, Holanda	<i>Eragrostis tea</i> (Zucc.)	70	Isótopos estables/lisímetros
Bijoor et al., 2011	California, Estados Unidos	Humedal, <i>Typha latifolia</i>	17-96	Isótopos estables/EC
Sutanto, 2012	Laboratorio de UNESCO-IHE, Holanda	Pastizal	77	Isótopos estables/balance de masas/ lisímetro

Donde la técnica de correlación de vórtices está representado por EC (*Eddy covariance*) y la espectroscopia láser como CRDS (*Conventional Cavity Ring Down Spectroscopy*).

isotópica (i.e., ^{18}O o ^2H), se puede entender esta compleja circulación (Griffis, 2013).

No obstante, algunos de los inconvenientes de esta metodología son el manejo de muestras y análisis en el laboratorio, así como el alto costo del procesamiento de muestras y el equipo analizador de isótopos, por lo que básicamente las estimaciones de T/ET sólo se realizan en una resolución temporal baja. La estimación de T/ET contribuye a vincular el balance hídrico con las actividades de las plantas en nivel ecosistema. De este modo, al avanzar

en la habilidad de estimar T/ET , es posible entender cómo los factores bióticos y abióticos influyen en las tasas con la que el agua es recirculada hacia la atmósfera y su vínculo con la productividad de los ecosistemas durante el intercambio de gases (Wang y Yakir, 2000; Yepez et al., 2007; Yepez y Williams, 2009). En tal contexto, se plantea como objetivo de esta investigación estimar la contribución de la T al total de la ET usando isótopos estables de agua, en combinación con la técnica de covarianza de vórtices, tomando como caso de estudio un

ecosistema de matorral semiárido del noroeste de México. Debido a las altas precipitaciones que llegan en esta región después de la temporada de sequía, se espera que la T sea el flujo dominante del total de ET , pues la vegetación está en un periodo de crecimiento en su máxima productividad.

Teoría isotópica

Los isótopos son átomos cuyo núcleo es idéntico en cuanto al número de protones, pero tienen distinto número de neutrones. La proporción de isótopos estables de un elemento se representa a través de la notación delta (δ), en unidades de permil ‰ (Sharp, 2007):

$$\delta = \left[\left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} \right) - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

donde R_{muestra} y $R_{\text{estándar}}$ son cocientes molares de los isótopos pesados sobre los ligeros presentes en la muestra y el estándar, respectivamente (V-SMOW: Viena-Standart Mean Ocean Water, para isótopos de agua; Ehleringer et al., 2000). Los cocientes molares (R) se expresan en función de las relaciones de las abundancias isotópicas, por ejemplo $^2\text{H}/^1\text{H}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Muchos de los valores son negativos y sólo indican un número menor de isótopos pesados en relación con los estándares. Entre más negativo sea el valor, más empobrecida estará la muestra de isótopos pesados y entre más positivo sea el valor más enriquecida de isótopos pesados estará la muestra con respecto al estándar (Sharp, 2007).

Partición de la ET

El modelo isotópico para calcular la fracción de T que contribuye al total de la ET tiene su base fundamental en el balance de masas (Yakir y Sternberg, 2000), ecuación (2):

$$\frac{T}{ET} = \frac{(\delta_{ET} - \delta_{Es})}{(\delta_T - \delta_{Es})} \times 100 \quad (2)$$

donde T/ET representa la proporción de la transpiración que contribuye a la ET , δ_{ET} es la composición isotópica de la ET , δ_{Es} es la composición isotópica de la evaporación del suelo y δ_T es la composición isotópica de la transpiración. Las diferentes firmas isotópicas que se presentan al analizar los flujos de la E y T son la base fundamental para separar la ET en sus componentes (Wang y Yakir, 2000). Para estimar δ_{ET} se combinan las mediciones de un gradiente de concentración de humedad, con la composición isotópica de las respectivas muestras de vapor de agua. Con esto se generan gráficos de mezcla isotópica o *Keeling plots* (Pataki et al., 2003), en donde se grafican los valores del inverso de la concentración de humedad en un gradiente de concentraciones (en X) y la composición isotópica del vapor en el gradiente (δ , en Y), permitiendo la identificación de δ_{ET} como el intercepto en Y de la recta de mejor ajuste (Yepez et al., 2003). Estos gráficos integran el flujo vertical del vapor en una escala espacial que varía en función de las alturas donde se colecte el vapor, con la misma lógica que se determina el área de contribución con la técnica de covarianza de vórtices (Williams et al., 2004). Con esta técnica se asume que: 1) no hay pérdida de vapor de agua en el ecosistema, que no sea por la turbulencia en la parcela de la atmósfera considerada, y 2) sólo hay dos fuentes de agua con distinta composición isotópica: la de Es y la de T (Yakir y Sternberg, 2000).

Para conocer la composición isotópica de la evaporación del suelo (δ_{Es}) se utiliza la ecuación modificada de Craig y Gordon (1965), que relaciona la humedad relativa del frente de evaporación a los procesos fundamentales del cambio en la composición isotópica del agua sometida con la evaporación, involucrando factores de fraccionamiento isotópico cinético y de equilibrio (Wang y Yakir, 2000):

$$\delta_{Es} = \frac{\alpha^* \delta_L - h \delta_a - \epsilon^* - (1-h) \epsilon_k}{(1-h) + (1-h) \left(\frac{\epsilon_k}{1000} \right)} \quad (3)$$

donde δ_L es la composición isotópica del agua líquida en el frente de evaporación (primeros 5 a 10 cm de profundidad de suelo); δ_a es la composición isotópica del vapor de agua atmosférico en los primeros 10 cm sobre el nivel del suelo; α^* es el fraccionamiento isotópico de equilibrio dependiente de la temperatura [para ^{18}O $\alpha^* = (1.137(10^6/\text{Tk}) - 0.4156(10^3/\text{Tk}) - 2.0667) / 1000 + 1$] (Tk = temperatura en $^\circ\text{K}$), expresado como $\epsilon^* = (1 - \alpha^*) \times 10^{-3}$ (9.8‰ para oxígeno a 20°C ; Majoube, 1971); ϵ_k es el factor cinético de fraccionamiento (16.4‰ para oxígeno; Cappa et al., 2003), y h es el valor de la humedad relativa normalizada a la temperatura del frente de evaporación. En general, esta expresión denota el cambio isotópico que sucede cuando el agua se evapora, ya que durante el cambio de fase de agua líquida a vapor, preferentemente salen del suelo los isótopos ligeros y se acumulan los pesados.

La composición isotópica del flujo de la transpiración (δ_T) en un ecosistema puede suceder en un estado isotópico estable (ISS), en donde la composición isotópica de la T es igual a la composición isotópica del agua en el xilema (δ_s) de la planta, debido a que el agua del xilema es la fuente de agua de las hojas y las hojas no acumulan isótopos de agua durante la transpiración dinámica (Yakir y Sternberg, 2000; Xiao et al., 2012). Sin embargo, de acuerdo con Farquhar y Cernusak (2005), en condiciones ambientales cambiantes, la transpiración puede no alcanzar un estado isotópico estable (no-ISS), lo cual puede traer repercusiones importantes en la estimación de T/ET (ecuación (2)). Una alternativa para determinar la δ_T es utilizar la composición isotópica del agua foliar (δ_f); no modelada como en la ecuación (4) colectada durante periodos clave del día y sustituir este valor por δ_L en la ecuación (3), para calcular el fraccionamiento isotópico por el cambio de fase en la cavidad estomática (Lai et al., 2005). No obstante, esta estrategia es sólo una aproximación al valor real del reservorio que está expuesto a la evaporación, pues el agua total de la hoja está mezclada con agua no evaporada (por

ejemplo, venas) y que conserva la composición isotópica de la fuente original (por ejemplo, tallo), por lo que no necesariamente representa la composición isotópica de los sitios de evaporación en la hoja (Farquhar y Cernusak, 2005; Lai et al., 2005). Sin embargo, debido a que es muy difícil identificar (y, por ende, medir) el agua en los sitios exactos de evaporación de la hoja para estimar apropiadamente δ_T , varios autores han optado por modelar el enriquecimiento isotópico del agua foliar de los sitios de evaporación en no-ISS y a partir de ese resultado calcular δ_T con la ecuación (3) (Farquhar y Cernusak, 2005; Xiao et al., 2012). Por ejemplo, Lai et al. (2005) y Yepez et al. (2007) utilizaron el modelo de Dogmann et al. (1974), que considera el tiempo de reciclado de agua en la hoja en función de la tasa de transpiración y la condiciones ambientales para predecir la composición isotópica del agua foliar, y a partir de esta aproximación modelar δ_T (Farquhar y Cernusak, 2005).

Para ello se necesita primero calcular $\delta_{ss}(t)$, que es la composición isotópica del agua en la hoja en ISS, modelado a partir de una modificación de Craig y Gordon (Yakir y Stenberg, 2000):

$$\delta_{ss} = \delta_s + \epsilon_{eq} + \epsilon_k + h(\delta_a - \epsilon_k - \delta_s) \quad (4)$$

donde la mayoría de estos símbolos son descritos en la ecuación (3) y δ_a es ahora la composición isotópica del vapor cercano a la hoja, así como h es la humedad relativa normalizada a la temperatura de la hoja.

Entonces la composición isotópica del agua foliar en estado isotópico no estable (no-ISS) se calcula a partir de:

$$\delta_{en}(t) = \delta_{ss}(t) - [\delta_{ss}(t) - \delta_{en}(t-1)] \exp\left(\frac{-\Delta t}{\tau_s}\right) \quad (5)$$

donde $\delta_{en}(t)$ y $\delta_{en}(t-1)$ son la composición isotópica del agua foliar en no-ISS en un tiempo t determinado y un tiempo $(t-1)$; $\delta_{ss}(t)$ es la composición isotópica de la hoja en condiciones

de ISS en tiempo 1; Δt es el intervalo de tiempo en segundos; $\tau = W/T_{\text{hoja}}$ es el tiempo de residencia de agua en la hoja, donde W es la concentración molar de agua en la hoja y T_{hoja} es la tasa de transpiración ($\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) de cada especie. El ζ se relaciona con $\alpha^* \alpha_k (1-h)$, donde α_k es el factor de fraccionamiento cinético (1.023; Cappa *et al.*, 2003), y α^* y h representan lo mismo que en la ecuación (3). El término T_{hoja} está basado en la relación de la conductancia estomática y el Déficit de Presión de Vapor (DPV), de tal modo que la composición isotópica de la transpiración δ_{tr} en condiciones de no-ISS, es estimada reemplazando $\delta_{\text{en}}(t)$ por el δ_L en la ecuación (3).

Desde esta perspectiva, es importante señalar que Xiao *et al.* (2012) realizaron un análisis comparativo entre los modelos de Craig y Gordon (1965; ecuación (4)), Dogmann *et al.* (1974; ecuación (5)), y Farquhar y Cernusak (2005), y concluye que la mejor aproximación para representar la composición del agua en la hoja es bajo condiciones ISS (Craig y Gordon, 1965) en estudios a una escala de dosel y ecosistemas. Esta conclusión se basa en el hecho de que los modelos de Farquhar y Cernusak (2005) y Dogmann *et al.* (1974) son complejos, ya que requieren de un número importante de parámetros bióticos que controlan tal enriquecimiento en nivel de hoja, y la variabilidad que se expresa no tiene gran impacto en la composición isotópica del agua foliar cuando se integra en el nivel ecosistema.

Metodología

Descripción del sitio

El estudio se llevó a cabo en un ecosistema semiárido en el noroeste de México, en las coordenadas 29.741 de latitud norte y -110.5337 de longitud oeste, a ~630 msnm (figura 1). El ecosistema se encuentra dominado por las lluvias estacionales que suceden durante el verano por el Monzón de Norteamérica durante los meses de julio, agosto y septiembre, las cuales pueden representar hasta el 70% del

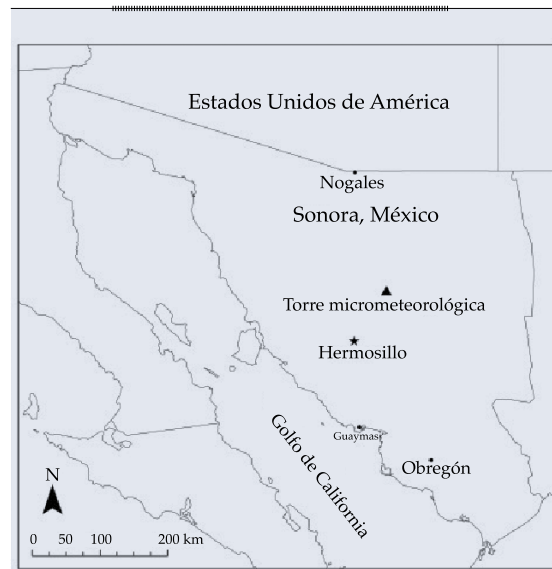


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio.

total anual (Adams y Comrie, 1997; Watts *et al.*, 2007). El promedio de lluvias entre 1974 y 2009 fue de 511 mm y la temperatura anual promedio fue de 21.3 °C. Las especies predominantes son: mezquite (*Prosopis velutina*), ocotillo (*Fouquieria macdougalii*), huinolo (*Acacia cochliacantha*), torote (*Jatropha cordata*), chicura (*Ambrosia cordifolia*), gutaño (*Mimosa distachya*) y palo verde (*Parkinsonia praecox*), donde la mayoría de las especies pierde sus hojas en la temporada seca y recupera el verdor con la llegada de las precipitaciones, a finales de junio o principios de julio. El tipo de suelo es limo arenoso con 70% de arena, 17% de limo y 13% de arcilla.

En el sitio de estudio hay una torre micrometeorológica equipada con un sistema para medir flujos turbulentos con la técnica de covarianza de vórtices (*Eddy Covariance*) (Moncrieff *et al.*, 2000). En breve, los intercambios turbulentos de momento, calor, vapor de agua, CO₂ y, en general, cualquier cantidad escalar, matemáticamente se definen como la covarianza entre el escalar en cuestión (inercia, temperatura, concentración de vapor de agua y de CO₂) y la velocidad vertical del viento (Watts *et al.*, 2007).

En específico, el flujo vertical de agua se define como la covarianza de la velocidad

vertical del viento y la concentración de H_2O , multiplicada por la densidad media del aire (Baldocchi, 2003). Las mediciones simultáneas de vapor de agua se realizaron con un analizador de gases que mide directamente la concentración de agua en la atmósfera cercana a la superficie o cobertura vegetal. El sistema consta de un analizador de gases (LI-7500, LI-COR, Lincoln, NE, USA) y un anemómetro sónico en 3D (CSAT3, Campbell Sci., Logan, UT, USA) que realizan mediciones a una frecuencia de 10 Hz. Estos sensores son controlados por un datalogger CR5000 (Campbell Sci., Logan, UT, USA) programado para calcular promedios de flujos cada 30 minutos. Los sensores están instalados en una torre de 9 m de altura, donde además se tienen sensores que miden radiación neta (NR-LITE-L NR1, Campbell Sci., Logan, UT, USA), la dirección y velocidad del viento (Wind Monitor, R.M. Young, MI, USA), y la precipitación (TR-52USW, Texas Ele., Dallas, TX, USA). Durante el periodo de estudio, la humedad relativa y la temperatura fueron medidas a 0.1, 2.5, 4.5 y 9 m de altura con sensores HMP45D (Vaisala, Helsinki, Finlandia). Los datos de humedad relativa y temperatura en cada una de las alturas se utilizaron para calcular la concentración de vapor en los diferentes niveles.

Colecta de muestras para la partición de T/ET

El estudio se realizó el 24 de julio de 2007 durante la temporada del Monzón de Norteamérica. Se colectaron muestras de vapor de agua, suelo y tallos. Las muestras de vapor de agua fueron colectadas en dos periodos de mañana y dos periodos por la tarde en cuatro diferentes alturas simultáneamente (0.1, 2.5, 4.5 y 9 m). La colecta de vapor atmosférico consistió en hacer circular aire a través de un sistema de válvulas y mangueras que circulan el aire en cuatro diferentes trampas de cristal (una para cada altura); las trampas son de aproximadamente 30 cm de largo y 0.9 cm de diámetro, con un tubo interno de 6 cm, relleno de esferas de cristal de 0.3 cm de diámetro para aumentar

la tortuosidad del flujo. Durante la colecta, el conjunto de trampas permanece sumergido en un vaso con etanol a $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$, tras la adición periódica de nitrógeno líquido, esto hace que el vapor de agua del aire muestreado se congele en las trampas (Helliker et al., 2002). La circulación del aire es regulada con un controlador de flujo a $500\text{ ml}\cdot\text{min}^{-1}$; a esta tasa de flujo se colectan de 30 a $50\text{ }\mu\text{L}$ en cada trampa, dependiendo de la humedad del aire (Yepez et al., 2003). En un sistema de múltiples especies, como el caso de este estudio, se utilizó un promedio simple de los valores de δ_s de las especies consideradas en un estudio, para representar en valor de δ_T , asumiendo condiciones de ISS (Yepez et al., 2003). Para esto se colectaron tallos de tres a cuatro individuos de las tres especies más representativas de la vegetación: *F. macdougalii*, *A. cochliacantha* y *P. praecox*. Para estimar el valor de δ_L , se colectaron 12 muestras de suelo a 5 cm de profundidad aleatoriamente, alrededor de la torre micrometeorológica, en micrositios expuestos y bajo cobertura vegetal, y finalmente se promediaron las composiciones isotópicas de las 12 muestras. Las muestras fueron puestas en viales herméticos de 25 ml, se sellaron con Parafilm® y se guardaron en hieleras hasta llegar al laboratorio, en donde permanecieron congeladas a $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Posteriormente, en el laboratorio fue extraído el contenido de agua de las muestras ($>95\%$), por destilación criogénica (West et al., 2006). El agua extraída de cada muestra fue depositada en viales de 2 ml por separado y analizadas en un espectroscopio láser DLT-100 (Los Gatos Research, Inc.). Con ese análisis se obtuvieron los cocientes molares de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de cada muestra y se calculó la δ con la ecuación (1), con una precisión en el rango de 0.4‰ en $\delta^{18}\text{O}$ en relación con los estándares de referencia de LGR en la escala de V-SMOW.

Análisis de los datos

Los datos para el análisis isotópico son presentados en tres periodos: 1) mañana de 7:00 a 12:00 h; 2) tarde de 12:00 a 17:00 h, y 3)

día completo de 7:00 a 17:00 h. Los datos de micrometeorología y EC se muestran para las horas luz de 6:00 a 18:00 h. Para obtener el δ_{ET} se calculó el inverso de la concentración de humedad [$1/H_2O$] medida (en mg por m^3 de aire) en las diferentes alturas con los sensores de temperatura y humedad, y se graficó contra la composición isotópica del vapor de agua en las alturas correspondientes, para obtener gráficos de mezcla isotópica en cada periodo. Para el agua de las muestras de suelo analizadas se usó el valor de δ_L y se calculó δ_{Es} aplicando la ecuación (3). Para obtener δ_{Tr} primero se calculó δ_{ss} con la ecuación (4) y se modeló el enriquecimiento isotópico del agua foliar con la ecuación (5).

Para determinar T_{hoja} en cada especie se utilizaron valores de conductancia estomática (g), que se midieron usando un porómetro (SC-1 Leaf Porometer Systems, Decagon Devices, Pullman, Wa). Este valor de g fue relacionado con el DPV (calculado con la micrometeorología de la torre) y a partir de eso se obtuvo T_{hoja} . Para los cálculos del tiempo de residencia del agua en la hoja se utilizaron valores de W de 5.3, 9.8 y 10.9 mol m^{-2} para *A. cochliacantha*, *P. praecox* y *F. macdougallii*, respectivamente. Con el valor de T_{hoja} y W se estimó el tiempo de reciclado de agua en la hoja, τ (ecuación (5)). Basándose en la comparación de los modelos en ISS y no-ISS (Dogmann et al., 1974; figura 5), y en los argumentos propuestos por Xiao et al. (2012), para minimizar la complejidad de estimar δ_T en no-ISS, se logró representar el δ_T como un promedio simple de las composiciones isotópicas de los tallos de las tres especies que se mencionan en este estudio; en ISS, el valor de δ_T no cambió durante el día.

La T/ET se obtuvo aplicando la ecuación (2) en el periodo de la mañana, tarde y el integrado (día completo). Asimismo, se aplicó el modelo estadístico desarrollado por Phillips y Gregg (2001), el cual calcula el error isotópico (*iso-error*), considerando el error estándar del intercepto en y en la regresión lineal en los gráficos de mezcla, y la variabilidad en δ_T y δ_{Es} .

Resultados

El 24 de julio de 2007 fue un día soleado, aunque durante la madrugada se presentó un evento de lluvia de 0.5 mm y dos días antes se presentó un evento de precipitación de 11 mm (figura 2). La radiación neta del día de estudio se dio con un máximo de 643 $W m^{-2}$ a las 14 h, mientras que las horas luz fueron entre las 6:00 y 19:00 h (figura 3). Las condiciones ambientales estuvieron con un mínimo déficit de presión de vapor de 0.22 kPa antes del amanecer y alcanzando un máximo de 2.37 kPa después del medio día; manteniéndose en ese rango el resto de la tarde (de las 13:00 a las 18:00 h).

Separación de los componentes de ET

Se logró conocer la composición isotópica de los componentes de la ET: δ_{Es} y δ_{Tr} , así como de la mezcla (δ_{ET}). Al calcular δ_{Es} con el modelo de Craig y Gordon (ecuación (3)) es claro que el agua líquida se empobrece de manera considerable en isótopos pesados al evaporarse (cuadro 2). Los valores de δ_L fueron de $-5.0 \pm 0.48\text{‰}$ de $\delta^{18}O$ en ambos periodos y para el periodo de la mañana δ_{Es} fue -26.6‰ , mientras que el periodo de la tarde fue -25.2‰ de $\delta^{18}O$. El δ_{Es} se vuelve significativamente más ligero en ambos lapsos respecto al δ_L , presentando una diferencia de δ_{Es} entre los periodos de 1.4‰ de $\delta^{18}O$. En promedio se obtuvo que el valor de δ_{Es} fue de $\delta^{18}O = -25.9\text{‰}$ (± 0.69) para el día 24

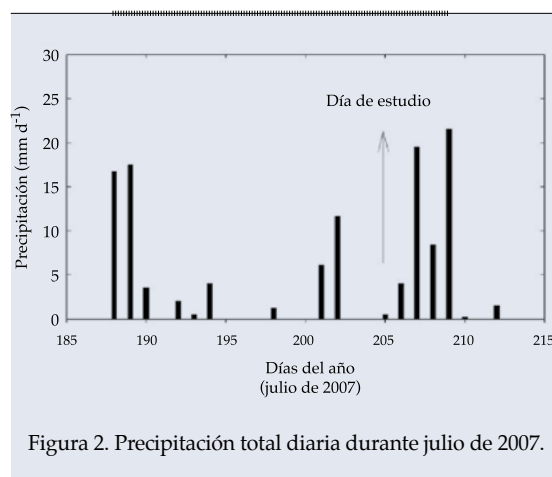


Figura 2. Precipitación total diaria durante julio de 2007.

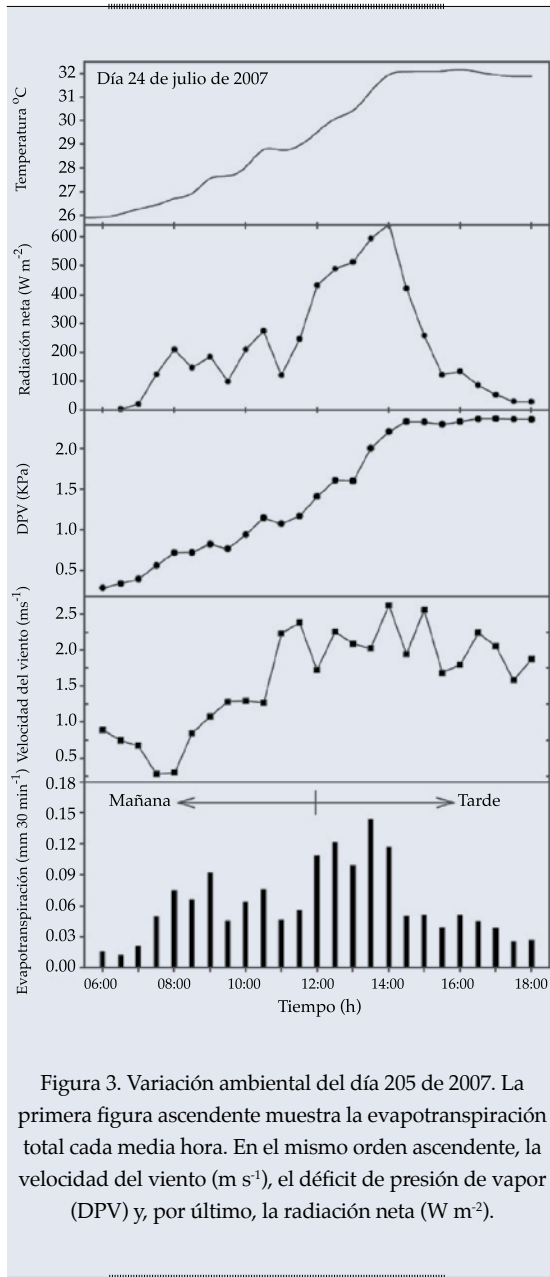


Figura 3. Variación ambiental del día 205 de 2007. La primera figura ascendente muestra la evapotranspiración total cada media hora. En el mismo orden ascendente, la velocidad del viento (m s^{-1}), el déficit de presión de vapor (DPV) y, por último, la radiación neta (W m^{-2}).

de julio de 2007. Con los gráficos de Keeling se obtuvo la composición isotópica de la ET: δ_{ET} (figura 4). La δ_{ET} durante la mañana presentó una composición isotópica más enriquecida de isótopos pesados, en comparación con el periodo de la tarde, con valores de 2.0‰ (± 6.7) y -10.5‰ (± 3.0) en $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente (cuadro 3). La composición isotópica de la ET en promedio durante todo el día fue de -6.28‰ (± 1.2) de $\delta^{18}\text{O}$.

La modelación isotópica del agua foliar para la estimación de δ_T en ISS y no-ISS no mostraron diferencias significativas (figura 5). Se observa que la composición isotópica del agua foliar en el primer tiempo 6:00 am para las tres especies oscila en -0.5‰ en $\delta^{18}\text{O}$. Basándose en la comparación de los modelos en ISS y no-ISS (figura 5) y en los argumentos propuestos por Xiao *et al.* (2012), en el presente estudio se acepta que la transpiración de las tres especies estudiadas sucede en estado isotópico estable, por lo que se usó la composición de la fuente original de agua de la vegetación para calcular δ_T . Para eso se realizó un promedio simple de los valores observados en las tres especies (cuadro 4). Con esta estrategia se obtuvo un valor de 7.1‰ (± 4.9) de $\delta^{18}\text{O}$. A pesar de la variabilidad, este valor de δ_T es considerablemente más enriquecido en isótopos pesados respecto a la composición isotópica de δ_{Es} (cuadro 5), de tal modo que δ_T y δ_{Es} muestran diferentes composiciones isotópicas.

Notablemente, los valores de δ_{ET} son diferentes si se consideran las observaciones de todo el día, sólo las de la mañana o sólo las de

Cuadro 2. Parámetros involucrados en la determinación de la composición isotópica de la evaporación del suelo, aplicando el modelo de Craig y Gordon, 1965 (ecuación (2)). Todos los valores isotópicos son de $\delta^{18}\text{O}$.

Día 205 de 2007								
Periodo	h	T_s (°C)	T_s (°K)	δ_a (‰)	δ_L (‰)	α^*	α_K	δ_{Es}
Mañana	0.8	29.2	302.3	-15.6	-5.0	1.0090	1.0189	-26.6
Tarde	0.6	34.9	308.1	-18.8	-5.0	1.0086	1.0189	-25.2

Donde h es la humedad relativa del suelo; T_s en °C y en °K; δ_a es la composición isotópica del vapor atmosférico en la frontera de evaporación del suelo (0.1 m); δ_L es la composición isotópica del agua en el suelo a 5 cm; α^* es el factor de fraccionamiento de equilibrio; α_K es el factor de fraccionamiento cinético, y δ_{Es} es la composición isotópica de la evaporación del suelo.

Cuadro 3. Estadísticos de los gráficos de Keeling mostrados en la figura 4.

Periodo	n	r ²	Pendiente	S	Intercepto δ_{ET}	s
Día	18	0.85	-190.85	20.50	-6.28	1.20
Mañana	10	0.48	-348.30	127.36	2.04	6.74
Tarde	8	0.57	-127.73	45.39	-10.45	2.94

Se obtuvo el error estándar de la regresión del intercepto, la pendiente y el error cuadrado (r^2), con un nivel de confianza al 95%.

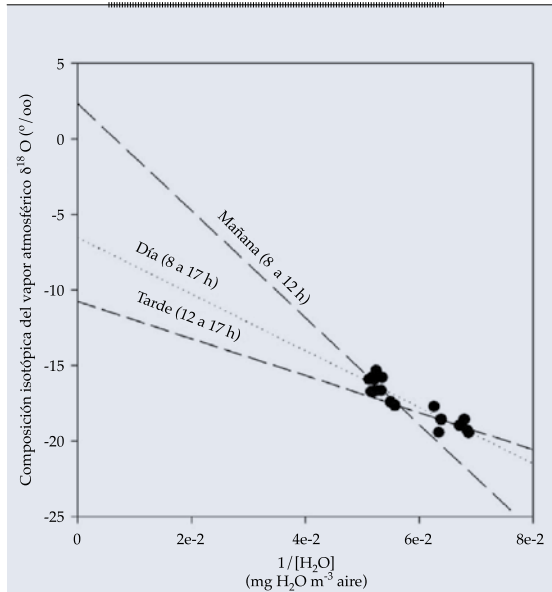


Figura 4. Gráficos de Keeling de los periodos mañana y tarde para el día 205 de 2007.

la tarde. Por ejemplo, los valores de δ_{ET} son más cercanos a la δ_T por la mañana y más similares a la δ_{Es} por la tarde, mientras la integración de todo el día presenta valores intermedios (figura 4). Con base en estas diferencias y la aplicación de la ecuación (1) es posible calcular T/ET (cuadro 5). En este caso, los resultados de T/ET muestran que en el periodo de la mañana existe una alta contribución de T , ya que este flujo representa el $86 \pm 21\%$ de la ET . Por otro lado, al observar el periodo de la tarde, la T/ET cae de manera considerable, ya que este flujo sólo representa el $46 \pm 9\%$ de la ET . Si consideramos todas las observaciones en el gráfico de mezcla para calcular $\delta_{ET'}$ tendríamos que en este ecosistema la T representa el $59 \pm 6\%$ de la ET durante este día.

Con base en las estimaciones continuas de EC del flujo de agua (ET), se obtuvo la lámina de agua evapotranspirada durante el día de estudio. La ET actual durante todo el día fue de 1.58 mm, para el periodo de la mañana (de 5 a 12 h) con 0.73 mm y en el periodo de la tarde 0.85 mm (de 12 a 18 h; figura 6). Para obtener la lámina de agua de transpiración con los valores anteriores se multiplica T/ET por ET y se obtiene que para el periodo de la mañana se transpiraron 0.62 ± 0.15 mm, en la tarde 0.39 ± 0.08 mm, y 0.93 ± 0.10 mm durante todas las horas luz.

Discusión

Mediciones directas de ET con la técnica de covarianza de vórtices no proporcionan información sobre las contribuciones relativas de la evaporación del suelo y la transpiración (Wilson *et al.*, 2001); sin embargo, conocer estas proporciones provee de información funcional en estudios ecohidrológicos de ecosistemas (Newman *et al.*, 2006). Para avanzar en esta área, el uso de isótopos estables de agua, en combinación con las técnicas meteorológicas en la partición de ET en sus componentes es una herramienta que sirve para generar conocimiento acerca de los procesos ecohidrológicos (Yepez *et al.*, 2007). Los fraccionamientos isotópicos que existen durante el transporte de agua de la fase líquida a la gaseosa en ecosistemas es la base para separar la ET en sus componentes. El fraccionamiento isotópico que ocurre durante el cambio de estado físico (líquido-vapor) hace que la evaporación del suelo presente una composición isotópica más negativa que en la fase líquida del suelo.

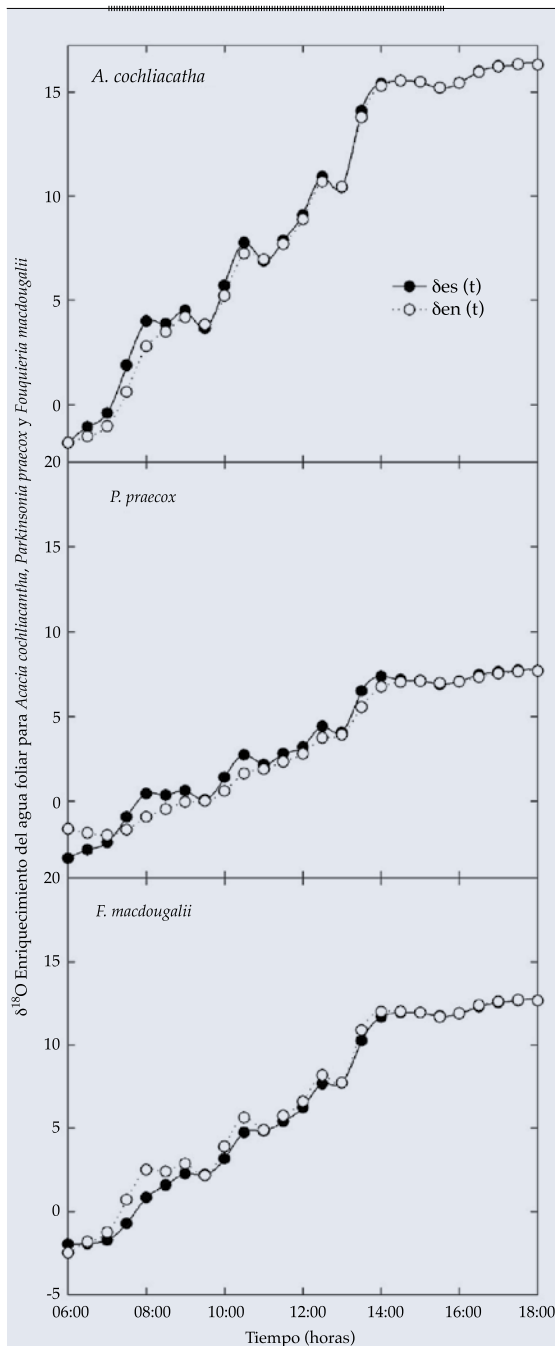


Figura 5. Tendencia diaria del enriquecimiento isotópico del agua foliar; δ_{es} es el enriquecimiento isotópico estimado en un estado isotópico estable; δ_{en} es el enriquecimiento foliar en condiciones de no estado isotópico estable.

Por el contrario, la absorción de agua por las raíces durante la transpiración no presenta fraccionamientos isotópicos y en condiciones estables la composición isotópica del flujo de

Cuadro 4. Composición isotópica del agua del xilema en tres especies representativas del matorral xerófilo en Sonora.

Especie	δs
<i>Acacia cochliacantha</i>	15.1
<i>Parkinsonia praecox</i>	8.0
<i>Fouquieria macdougallii</i>	-1.7
$\delta_{tr}(ISS)$	7.1
s	4.86

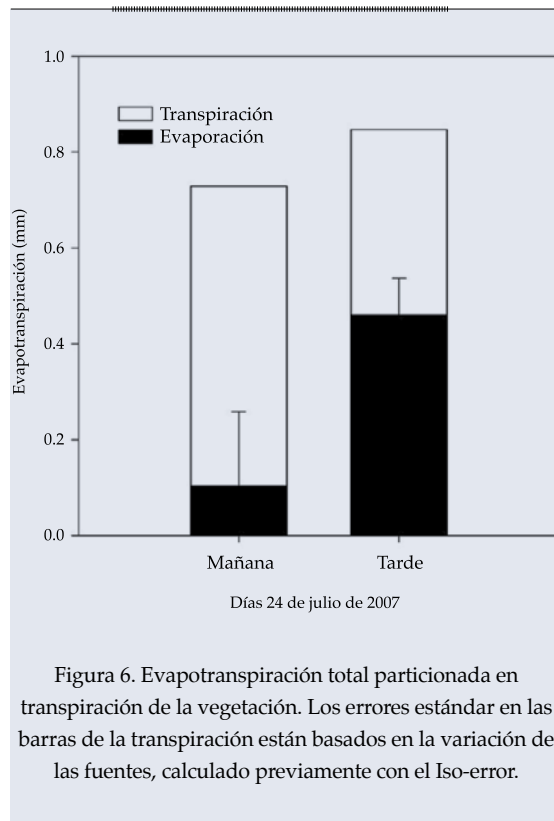
Promedio simple de las composiciones isotópicas del agua del xilema de tres especies representativas en el ecosistema semiárido de Sonora; s representa el error estándar.

la transpiración puede ser igual a la fuente original de agua de las plantas (cuadro 5; Yakir y Sternberg, 2000). El objetivo de este trabajo fue separar la ET en sus componentes en un ecosistema semiárido de Sonora. Los resultados muestran que utilizando isótopos estables de agua en los diferentes reservorios del ecosistema (suelo, plantas y atmósfera), en combinación con mediciones directas de ET , es posible separar los componentes de este flujo en ecosistemas semiáridos. A partir del análisis isotópico se obtuvieron valores de T/ET , comparables con las estimaciones en otros ecosistemas (cuadros 1 y 5). No obstante, a diferencia de estos estudios, los resultados aquí sugieren que la separación de la ET utilizando los gráficos de Keeling dan una adecuada resolución temporal para estudiar las posibles variaciones en las proporciones de los componentes de la ET dentro de un solo día. Por ejemplo, los resultados de este estudio muestran cómo la T domina el periodo de la mañana; mientras que la Es domina la ET durante la tarde (figura 6). Los valores de entre el 80 y 100% de T/ET durante el periodo de la mañana sugieren una alta tasa de transpiración, lo que supone una alta actividad fisiológica de la vegetación en este lapso (Huxman et al., 2005). De acuerdo con la figura 3, las condiciones ambientales que se presentan en la mañana son menos extremas para que la vegetación lleve a cabo sus actividades fisiológicas (Bond et al., 2007), en contraste con el periodo de la tarde,

Cuadro 5. Componentes isotópicos para particionar la evapotranspiración en T/ET : composiciones isotópicas de la evapotranspiración.

Periodo	δ_T	s	δ_{Es}	S	δ_{ET}	s	T/ET (ISS)	Iso-error
Día (8 a 17 h)	7.11	4.86	-25.93	0.69	-6.38	1.20	0.59	0.06
Mañana (8 a 12 h)	7.11	4.86	-26.62	0.69	2.30	6.74	0.86	0.21
Tarde (12 a 17 h)	7.11	4.86	-25.24	0.69	-10.50	2.94	0.46	0.09

Donde δ_T es la composición isotópica de la T de tres especies representativas; δ_{Es} es la composición isotópica de la Es ; δ_{ET} es la composición isotópica de la ET ; T/ET es la proporción de la T respecto a la ET total; s es el valor del error estándar de las muestras, y el Iso-error es el error isotópico (Phillips y Gregg, 2001).



en donde se alcanzan los valores máximos en radiación (644 W m^{-2}), temperatura ($32 \text{ }^{\circ}\text{C}$) y DPV (2.4 kPa). Es posible que estas condiciones ambientales durante la tarde induzcan estrés en la vegetación (Pockman y Sperry, 2000), de tal modo que en la tarde la proporción T/ET decae de forma considerable, ya que la E alcanza hasta el 46% de la ET y representa un flujo de hasta 0.39 mm . En la tarde, la alta radiación que incide en el suelo del ecosistema genera más calor y aumenta la temperatura y, por ende, el flujo por evaporación del suelo

se eleva de modo considerable (Vivoni et al., 2008), en coincidencia con una depresión de la conductancia estomática de las planas. Estas diferencias entre mañana y tarde tienen implicaciones importantes, ya que ayudan a identificar los periodos limitantes de las condiciones ambientales que regulan el transporte de agua vertical en los ecosistemas por las diferentes vías que contribuyen a la ET y dan elementos para calcular con mayor precisión los balances hídricos de los ecosistemas.

Las implicaciones ecohidrológicas del presente trabajo residen en la interrelación de la parte biológica de los ecosistemas terrestres y el ciclo del agua. Principalmente la influencia de la dinámica de la precipitación y la ET en la productividad de los ecosistemas (Yepez et al., 2007), así como la influencia que los procesos biológicos tienen en los procesos hidrológicos como la ET (Newman et al., 2006). Con base en estos resultados, durante la mañana, cuando la mayoría del agua se transporta por el torrente de la transpiración, se podría inferir que es un periodo de alta actividad fotosintética, ya que durante la apertura estomática hay un importante balance entre el agua que se pierde y el dióxido de carbono que se asimila (Nobel, 2009).

En ecosistemas áridos y semiáridos, como los del norte de México, el principal recurso limitante para las plantas y los microorganismos del suelo es la disponibilidad de agua en el suelo. Bajo condiciones de aridez con altas temperaturas, la evaporación puede ser un flujo vertical importante (Zhao et al., 2011). La

pérdida de agua por esta vía controla el tiempo de residencia de agua en el suelo (Raz-Yaseef *et al.*, 2010) y por tanto la disponibilidad de agua para la vegetación y los microorganismos (Yépez y Williams, 2009). Esto es importante debido que los microorganismos en el suelo, al igual que las plantas, aprovechan el agua disponible en el suelo para sus actividades metabólicas. Al tener disponibilidad de agua, los microorganismos llevan a cabo procesos como la descomposición de materia orgánica y la respiración heterótrofa, que emite grandes cantidades de CO_2 a la atmósfera (Chapin *et al.*, 2002). En este estudio, se tiene que durante las tardes, cuando la proporción de E_s a la ET es mayor, se estarían perdiendo cantidades importantes de agua a la atmósfera que no participarían en la productividad primaria, pero sí en la regulación de la respiración del ecosistema.

Al integrar el conocimiento de los procesos ecohidrológicos es posible avanzar en la habilidad de modelar mejores escenarios (y validarlos en lo local), para predecir la respuesta de los ecosistemas ante el cambio climático (Vivoni, 2012a; Vargas *et al.*, 2012). Por ejemplo, el estudio realizado por Dominguez *et al.* (2008), a través de modelos de climatología, muestra cómo la ET de los ecosistemas terrestres juega un papel importante en la recirculación del agua una vez llegada la época de lluvias, ya que la cantidad de agua evapotranspirada en una región contribuye a las siguientes precipitaciones o es redistribuida a otras regiones, sin embargo se desconoce la contribución relativa de los componentes de la ET en cuanto a su influencia en los procesos de reciclaje atmosférico. Entender esta relación agua-suelo-vegetación en el sistema global es vital para comprender el impacto antropogénico en flujos principales del ciclo del agua (Jung *et al.*, 2010). Con el uso de tecnologías como la de isótopos estables y mediciones continuas de ET se logra tener mayor información acerca de la variación de la T y E_s . Discernir entre los procesos hidrológicos controlados por la disponibilidad de agua y los procesos ecosistémicos (producción

primaria-fotosíntesis-cobertura vegetal-actividad microbiana) contribuye a entender esta dinámica ecohidrológica (Yepez *et al.*, 2007), lo cual provee información valiosa para la validación y construcción de modelos de procesos que permiten generar escenarios de respuesta ecosistémica de amplia resolución espacial y temporal sin descuidar los mecanismos de funcionamiento (Lawrence *et al.*, 2011; Newman *et al.*, 2006; Vivoni, 2012b; Méndez-Barroso *et al.*, 2014). Con estas observaciones insertadas en un esquema de redes de monitoreo se lograría tener elementos fundamentales para la planeación del recurso hídrico de acuerdo con su distribución y en contexto del cambio climático (Vargas *et al.*, 2013).

Supuestos y observaciones al modelo de separación de ET

Los valores de δ_{E_s} modelados con el modelo Craig y Gordon (1965) puede presentar dificultades al representar la capa límite del frente de evaporación del suelo debido a la complejidad que existe en conocer cuál es frente de evaporación a partir de la cual se evapora el agua del suelo en los periodos de humedecimiento y secado de la superficie (Konukcu *et al.*, 2004; Yepez *et al.*, 2005). Este estudio se llevó a cabo dos días después de un evento de lluvia de 11 mm y durante la madrugada antecedente precipitaron 0.5 mm, por lo que las condiciones de humedad de suelo en la superficie mantuvieron un frente de evaporación de 0.05 a 0.1 m.

Para determinar la δ_T es importante señalar que aun cuando es posible estimar la composición isotópica de la transpiración de la vegetación en nivel de hoja, tomando en cuenta los aspectos biológicos que influyen en el enriquecimiento foliar del agua (Dogmann *et al.*, 1974; Farquhar y Cernusak, 2005), recientemente se ha discutido que a escala de parcela o ecosistémica, el supuesto de que la transpiración ocurre en un estado isotópico estable (p. ej., $\delta_T = \delta_s$) es válido en algunos casos (Xiao *et al.*, 2012). Con mediciones y modelos descritos en nivel de hoja se ha mostrado que

la dinámica en la composición isotópica del agua foliar que controla la δ_T en condiciones extremas muy cambiantes podría estar fuera del estado isotópico estable (Yakir y Sternberg, 2000; Farquahar y Cernusak, 2005), lo cual puede representar un error de hasta el 20% en la estimación final de T/ET (Yepez *et al.*, 2005 y 2007). Los resultados de la modelación de este trabajo en enriquecimiento isotópico sin considerar el estado isotópico estable con la ecuación de Dongmann (1974) de varias especies del matorral sugieren que a pesar de las variantes condiciones ambientales observadas durante el día de estudio, el enriquecimiento isotópico foliar sucedió en estado isotópico estable (figura 6), con lo que sería seguro asumir que la composición isotópica del agua del tallo es una buena representación de la composición isotópica de la transpiración (Yakir y Sternberg, 2000; Lai *et al.*, 2005; Yepez *et al.*, 2007). Aunque el análisis de estas observaciones esté fuera del ámbito del presente trabajo, es relevante que este comportamiento sugiera que especies de hojas micrófilas de zonas semiáridas transpiren en un estado isotópico estable, ya que aporta elementos para simplificar estudios posteriores.

El uso de los gráficos de Keeling contribuye con gran información sobre los componentes del flujo de ET , pues asume sólo dos fuentes de contribución a la parcela de aire (Yakir y Sternberg, 2000), y muestra además un acercamiento a la composición isotópica de la fuente predominante (δ_{Es} o δ_T) a δ_{ET} basados en las diferentes firmas isotópicas. Sin embargo, esta metodología es tan sólo una aproximación instantánea de la composición isotópica de la ET al momento en que se colectan las muestras de vapor atmosférico y es sólo una representación del flujo integrado de ET (Yepez *et al.*, 2005). Asimismo, esta técnica aún no ha sido empleada para examinar la dinámica de corto plazo y se limita su aplicación después de un evento de humedecimiento en el ecosistema (Williams *et al.*, 2004). Se espera que con el avance de las mediciones continuas de vapor atmosférico usando espectroscopia láser se logre avanzar en el conocimiento de la

variabilidad isotópica de los componentes de la ET (Good *et al.*, 2012).

Conclusiones

Con el análisis isotópico del agua en diferentes reservorios en el ecosistema (planta, suelo y atmósfera), utilizando gráficos de mezcla isotópica de vapor (gráficos de Keeling), es posible conocer las contribuciones relativas de la transpiración de la vegetación (T) y la evaporación del suelo (Es) a la evapotranspiración (ET) del ecosistema. Esta partición es posible debido a que δ_{Es} y δ_T y los valores de mezcla de la δ_{ET} presentan firmas isotópicas diferentes que permiten un balance de masas. En el matorral semiárido de Sonora, la partición de la ET indicó que en un día de verano lluvioso en este ecosistema alrededor del $86 \pm 21\%$ de la ET es aportado por la transpiración en el periodo de la mañana, mientras que por la tarde la contribución por Es y T es similar, cada uno representando cerca del 50% del total de la ET . La estimación por primera vez de la T/ET en este ecosistema sugiere que la influencia de la vegetación en el reciclaje de agua es relevante. Esta información puede aportar elementos para entender mejor la influencia de la variación para predecir los posibles patrones de respuesta de los ecosistemas conforme responden al cambio climático y deja claro que en estudios ecohidrológicos el uso de isótopos estables representa una nueva herramienta para la aportación de conocimiento en relación con el ciclo hidrológico en el ecosistema.

Agradecimientos

La realización del presente trabajo fue posible gracias al financiamiento del proyecto Conacyt (CB2009-132188), PROMEP ITSON-503 y PROFAPI-ITSON 2013. Estamos sinceramente agradecidos con los estudiantes que ayudaron a colectar las muestras y datos durante la campaña de campo 2007; en especial a Lluvia Vargas por su aportación en el cálculo de W para la ecuación (4). Finalmente el agradecimiento a Conacyt por su apoyo en la beca de posgrado 232184 otorgada a Tonantzin Tarin.

Recibido: 15/08/12

Aceptado: 28/08/13

Referencias

- ADAMS, D.K. and COMRIE, A.C. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 78, No. 10, 1997, pp. 2197-2213.
- BALDOCCHI, D., FALGE, E., GU, L., OLRSON, R., HOLLINGER, D., RUNNING, S., ANTHONI, P., BERNHOFFER, CH., DAVIS, K., EVANS, R., FUENTES, J., GOLDSTEIN, A., KATUL, G., LAW, B., LEE, X., MALHI, Y., MEYERS, T., MUNGER, W., OECHEL, W., PAW, U.K., PILEGAARD, K., SCHMID, P., VALENTINI, R., VERMA, S., VESALA, T., WILLSON, K., and WOFSY, S. FLUXNET: A New Tool to Study the Temporal and Spatial Variability of Ecosystem-Scale Carbon Dioxide, Water Vapor, and Energy Flux Densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 82, No. 11, 2001, pp. 2415-2434.
- BALDOCCHI, D.D. Assessing the Eddy Covariance Technique for Evaluating Carbon Dioxide Exchange Rates of Ecosystems: Past, Present And Future. *Global Change Biology*. Vol. 9, 2003, pp. 479-492.
- BIJLOOR, N.S., PATAKI, D.E., ROCHA, A.V., and GOULDEN, M.L. The Application of $\delta^{18}\text{O}$ and δD for Understanding Water Pools and Fluxes in a Typha Marsh. *Plant, Cell & Environment*. Vol. 34, No. 10, 2011, pp. 1761-1775.
- BOND, B.J., MEINZER, F.C., and BROOKS, J.R. *How Trees Influence the Hydrological in Forest Ecosystems. Hydroecology and Ecohydrology: Past, Present and Future*. Ciudad Ltd, Chichester, UK: John Wiley & Sons, 2007, pp. 7-35.
- BRUNEL, J.P., WALKER, G.R., DIGHTON, J.C., and MONTENY, B. Use of Stable Isotopes of Water to Determine the Origin of Water Used by the Vegetation and to Partition Evapotranspiration. A Case Study from HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology*. Vol. 188, No. 189, 1997, pp. 466-481.
- CAPPA, C.D., HENDRICKS, M.B., DEPALO, D.J., COHEN, R.C. Isotopic Fraction of Water during Evaporation. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108, 2003, pp. 4525.
- CHAPIN, F.S., MATSON, P.A., and MOONEY, H.A. *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology*. New York: Springer-Verlag, Inc., 2002, pp. 123-149.
- CRAIG, H. and GORDON, L.I. Deuterium and Oxygen-18 Variations in the Ocean and the Marine Atmosphere. In: Tongiorgi, E. (Ed.). *Proceedings of the Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Laboratory of Geology and Nuclear Science, Pisa, 1965, pp. 9-130.
- DOGMANN, G., NORNBERG, H.W., FORSTEL, H., and WAGENER, K. On the Enrichment of H_2^{18}O in the Leaves of Transpiring Plants. *Radiat Environmental Biophysics*. Vol. 60, 1974, pp. 41-52.
- DOMINGUEZ, F., KUMAR, P., and VIVONI, E.R. Precipitation Recycling Variability and Ecoclimatological Stability- A Study using NARR Data. Part II: North American Monsoon Region. *Journal of Climate*. Vol. 21, No. 20, 2008, pp. 5187.
- EHLERINGER, J.R., RODEN, J., and DAWSON, T.E. *Assessing Ecosystem-Level Water Relations through Stable Isotope Ratio Analyses. Methods in Ecosystem Science*. New York: Springer, 2000, pp. 181-198.
- FARQUHAR, G.D. and CERNUSAK, L.A. On the Isotopic Composition of Leaf Water in the Non-Steady State. *Functional Plant*. Vol. 32, 2005, pp. 293-303.
- FERRETTI, D.F., PENDALL, E., MORGAN, J.A., NELSON, J.A., LECAIN, D., and MOSIER, A.R. Partitioning Evapotranspiration Fluxes from a Colorado Grassland Using Stable Isotopes: Seasonal Variations and Ecosystem Implications of Elevated Atmospheric CO_2 . *Ratio. Plant and Soil*. Vol. 254, 2003, pp. 291-303.
- GOOD, S., SODERBERG, K., WANG, L., and CAYLOR, K. Uncertainties in the Assessment of the Isotopic Composition of Surface Fluxes: A Direct Comparison of Techniques using Laser-Based Water Vapor Isotope Analyzers. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 117, 2012, D1530, doi:10.1029/2011JD017168.
- GRIFFIS, T.I. Tracing the Flow of Carbon Dioxide and Water Vapor between the Biosphere and Atmosphere: A Review of Optical Isotope Techniques and their Application. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 174, No. 175, 2013, pp. 85-109.
- HELLIKER, B.R., RODEN, J.S., COOK, C., EHLERINGER, J.R. A Rapid and Precise Method for Sampling and Determining the Oxygen Isotope Ratio of Atmospheric Water Vapor. *Rapid. Commun. Mass Spectr.* Vol. 16, 2002, pp. 929-932.
- JUNG, M., REICHSTEIN, M., CIAIS, P., SENEVIRATNE, S., SHEFFIELD, J., GOULDEN, M.L., BONAN, G., CESCATTI, A., CHEN, J., JEU, R., DOLMAN, J., EUGSTER, W., GERTEN, D., GIANELLE, D., GOBRON, N., HEINKE, J., KIMBALL, J., LAW, B.E., MONTAGNANI, L., MU, ., MUELLER, B., OLESON, K., PAPALE, D., RICHARDSON, A.D., ROUPSARD, O., RUNNING, S., TOMELLERI, E., VIOVY, N., WEBER, U., WILLIAMS, C., WOOD, W., ZAEHLE, S., and ZHANG, K. Recent Decline in the Global Land Evapotranspiration Trend due to Limited Moisture Supply. *Nature*. Vol. 467, 2010, pp. 951-954.
- KONUKCU, F., ISTANBULLUOGLU, A., and KOCAMAN, I. Determination of Water Content in Drying Soils: Incorporating Transition from Liquid Phase to Vapor Phase. *Australian Journal of Soil Research*. Vol. 42, 2004, pp. 1-8.
- LAI, C.T., EHLERINGER, J.R., BOND, B.J., and PAW, U.K.T. Contributions of Evaporation, Isotopic Non-Steady State Transpiration and Atmospheric Mixing on the $\delta^{18}\text{O}$ of

- Water Vapor in Pacific Northwest Coniferous Forests. *Plan, Cell and Environment Ltd.* Vol. 29, No. 1, 2005, pp. 77-94.
- LAWRENCE, D.M., OLESON, K.W., FLANNER, M.G., THORNTON, P.E., SWENSON, S.C., LAWRENCE, P.J., ZENG, X., YANG, Z.L., LEVIS S., SAKAGUCHI, K., BONAN, G.B., and SLATER, A.G. Parameterization Improvements and Functional and Structural Advances in Version 4 of the Community Land Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 3, 2011, doi: 10.1020/2011MS000045.
- MAJOUBE, M. Fractionnement en oxygene-18 et en deuteriumentre l'eau et sa vapeur. *J. of Chim. Phys.* Vol. 68, 1971, pp. 1423-1436.
- MANZONI, S., VICO, G., PORPORATO, A., KATUL, G. Biological Constraints on Water Transport in the Soil-Plant-Atmosphere System. *Advances in Water Resources*. Vol. 51, 2013, pp. 292-304.
- MÉNDEZ-BARROSO, L.A., VIVONI, E.R., ROBLES-MORUA, A., YEPEZ, E.A., RODRIGUEZ, J.C., WATTS, C.J., GARATUZA-PAYAN, J., and SAIZ-HERNANDEZ, J.A. A Modeling Approach Reveals Differences in Evapotranspiration and its Partitioning in Two Semiarid Ecosystems in Northwest Mexico. *Water Resources Research*. Vol. 15, 2014, doi:10.1002/2013WR014838.
- MONCRIEFF, J.B., JARVIS, P.G., VALENTINI, R., CANOPY FLUXES. In SALA, O.E., JACKSON, R.B., MOONEY, H.A., HOWARTH, R.W. (Editors). *Methods in Ecosystem Science*. New York: Springer-Verlag, 2000, pp. 161-180.
- MOREIRA, M., STERNBERG, L., MARTINELLI, L., VICTORIA, R.L., BARBOSA, E.M., BONATES, L.C.M., and NEPSTAD, D.C. Contribution of Transpiration to Forest Ambient Vapor based on Isotopic Measurements. *Global Change Biology*. Vol. 3, No. 5, 1997, pp. 439-450.
- NEWMAN, B.D., WILCOX, B.P., ARCHER, S.R., BRESHEARS, D.D., DAHM, C.N., DUFFY, C.J., MCDOWELL, N.G., PHILLIPS, F.M., SCANLON, B.R., and VIVONI, E.R. Ecohydrology of Water-Limited Environments: A Scientific Vision. *Water Resources Research*. Vol. 42, No. 6, 2006, pp. 1-15.
- NOBEL, P.S. *Physicochemical and Environmental Plant Physiology*. 4th Edition. San Diego: Academic Press, 2009.
- PATAKI, D.E., EHLERINGER, J.R., FLANAGAN, L.B., YAKIR, D., BOWLING, D.R., STILL, C.J., BUCHMANN, N., KAPLAN, J.O., and BERRY, J.A. The Application and Interpretation of Keeling Plots in Terrestrial Carbon Cycle Research. *Global Biogeochemical Cycles*. Vol. 17, No. 1, 2003, pp. 1-14.
- PHILLIPS, D.L. and GREGG, J.W. Uncertainty in Source Partitioning using Stable Isotopes. *Oecologia*. Vol. 127, 2001, pp. 171-179.
- PLAUT J.A., YEPEZ, E.A., HILL, J., PANGLE, R., JOHNSON, J., SPERRY, J.S., POCKMAN, W.T., and McDOWELL, N.G. Hydraulic Limits on Water Use under Experimental Drought in a Piñon-Juniper Woodland. *Plant Cell & Environment*. Vol. 9, 2012, pp. 1601-1617.
- POCKMAN, W.T. and SPERRY, J.S. Vulnerability to Xylem Cavitation and the distribution of Sonora Desert Vegetation. *American Journal of Botany*. Vol. 87, No. 9, 2000, pp. 1287-1299.
- RAZ-YASEEF, N., ROTENBER, E., and YAKIR, D. Effect of Spatial Variations in Soil Evaporation caused by Tree Shading on Water Flux Partitioning in a Semi-Arid Pine Forest. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 150, No. 1, 2010, pp. 454-462.
- REYES-GARCIA, C., ANDRADE, J.L., SIMÁ, J.L., US-SANTAMARIA, R., and JACKSON, P.C. Sapwood to Heartwood Ratio Affects Whole-Tree Use in Dry Forest Legume and Non-Legume Trees. *Trees*, 2012, doi: 10.1007/s00468-012-0708-5.
- ROTHFUSS, Y., BIRON, P., BRAUD, I., CANALE, L., DURAND, J.L., GAUDET, J.D., RICHARD, P., VAUCLIN, M., and BARIAC, T. Partitioning Evapotranspiration Fluxes Into Soil Evaporation and Plant Transpiration Using Water Stable Isotopes under Controlled Conditions. *Hydrological Processes*. Vol. 24, No. 22, 2010, pp. 3177-3194.
- SHARP, Z. Principles of Stable Isotope Geochemistry. USA: Pearson Prentice Hall TM, 2007.
- SUTANTO, S.J. Partitioning of Evaporation into Transpiration, Soil Evaporation and Interception: A Combination of Hydrometric Measurements and Stable Isotope Analyses. *Hydrology and System Sciences Discussion*. Vol. 9, 2012, pp. 3657-3690.
- VARGAS, R., LOESCHER, H.W., ARREDONDO, T., HUBER-SANNWALD, E., LARA-LARA, R., and YEPEZ, E.A. Opportunities for Advancing Carbon Cycle Science in Mexico: Towards a Continental Scale Understanding. *Environmental Science and Policy*. Vol. 21, 2012, pp. 84-93.
- VARGAS, R., YÉPEZ, E.A., ANDRADE, J.L., ANGELES, G., ARREDONDO, T., CASTELLANOS, A.E., GARATUZA-PAYAN, J., GONZÁLEZ DEL CASTILLO, E., OECHEL, W., RODRÍGUEZ, J.C., SÁNCHEZ-AZOFEIFA, A., VIVONI, E.R., and WATTS, C.J. Progress and Opportunities for Measurements of Water and Greenhouse Gas Fluxes in Mexican Ecosystems: MexFlux. *Atmosfera*. Vol. 26, No. 3, 2013, pp. 84-93.
- VIVONI, E.R., MORENO, H.A., MASCARO, G., RODRIGUEZ, J.C., WATTS, C.J., GARATUZA-PAYAN, J., and SCOTT, R.L. Observed Relation between Evapotranspiration and Soil Moisture in the North American Monsoon Region. *Geophysical Research Letters*. Vol. 35, 2008, L22403.
- VIVONI, E.R. Spatial Patterns, Processes and Predictions in Ecohydrology: Integrating Technologies to Meet the Challenge. *Ecohydrology*. Vol. 5, No. 3, 2012a, pp. 235-241.
- VIVONI, E.R. Diagnosing Seasonal Vegetation Impacts on Evapotranspiration and its Partitioning at the Catchment Scale during SMEX04-NAME. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 13, 2012b, pp. 1631-1638.

- WANG, L., CAYLOR, K.K., VILLEGAS, J.C., BARRON-GAFFORD, G.A., BRESHEARS, D.D., HUXMAN, T.E. Partitioning Evapotranspiration Across Gradients of Woody Plant Cover: Assessment of a Stable Isotope Technique. *Geophysical Research Letters*. Vol. 37, No. 9, 2010, pp. 1-7.
- WANG, K. and DICKINSON, R.E. A Review of Global Terrestrial Evapotranspiration: Observation, Modeling, Climatology, and Climatic Variability. *Reviews of Geophysics*. Vol. 50, 2012, RG2005, doi: 10.1029/2011RG000373.
- WANG, X.F. and YAKIR, D. Using Stable Isotopes of Water in Evapotranspiration Studies. *Hydrological Processes*. Vol. 15, No. 8, 2000, pp. 203-242.
- WATTS, C.J., SCOTT, R.L., GARATUZA-PAYAN, J., RODRIGUEZ, J.C., PRUEGER, J.H., KUSTAS, W.P., and DOUGLAS, M. Changes in Vegetation Condition and Surface Fluxes during NAME 2004. *Journal of Climate*. Vol. 20, No. 9, 2007, pp. 1810-1820.
- WENNINGER, J., BEZA, D.T., and UHLENBROOK, S. Experimental Investigations of Water Fluxes within the Soil-Vegetation-Atmosphere System: Stable Isotope Mass-Balance Approach to Partition Evaporation and Transpiration. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C*. Vol. 35, No. 13-15, 2010, pp. 565-570.
- WEST, A.G., PATRICKSON, S.J., and EHLERINGER, J.R. Water Extraction Times for Plant and soil Materials used in Stable Isotope Analysis. *Rapid Communication in Mass Spectrometry*. Vol. 20, 2006, pp. 1317-1321.
- WILCOX, B.P., SEYFRIED, M.S., and BRESHEARS, D.D. The Water Balance on Rangelands. In B.A. Stewart and T.A. Howell (editors). *Encyclopedia of Water Science*. New York: Marcel Dekker, 2003, pp. 791-794.
- WILLIAMS, D.G., CABLE, W., HULTINEB, K., HOEDJES, J.C.B., YEPEZ, E.A., SIMONNEAUX, V., ER-RAKID, S., BOULETA, G., BRUINC, DE H.A.R., CHEHBOUNIA, A., HARTOGENSISC, O.K., and TIMOUKA, F. Evapotranspiration Components Determined by Stable Isotope, Sap Flow and Eddy Covariance Techniques. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 125, No. 3-4, 2004, pp. 241-258.
- WILSON, K.B., HANSON, P.J., MULHOLLAND, P.J., BALDOCCHI, D.D., and WULLSCHLEGER, S.D. A Comparison of Methods for Determining Forest Evapotranspiration and its Components: Sap-flow, Soil Water Budget, Eddy Covariance and Catchment Water Balance. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 106, 2001, pp. 153-158.
- XIAO, W., LEE, X., WEN, X., SUN, X., and ZHANG, S. Modeling biophysical Control Son Canopy Foliage Water 18O Enrichment in Wheat and Corn. *Global Change Biology*. 2012, doi: 10.1111/j.1365-0759.2012.02648.x.
- XU, Z., YANG, H., LIU, F., AN, S., CUI, J., WANG, Z., and LIU, S. Partitioning Evapotranspiration Flux Components in a Subalpine Shrubland based on Stable Isotopic Measurements. *Botanical Studies*. Vol. 49, 2008, pp. 351-361.
- YAMANAKA, T. and TSUNAKAWA, A. Isotopic Signature of Evapotranspiration Flux and its use for Partitioning Evaporation/Transpiration Components. *Water*. Vol. 3, 2007, pp. 11-21.
- YAKIR, D. and STERNBERG, L.S. The Use of Stable Isotopes to Study Ecosystem Gas Exchange. *Oecologia*. Vol. 123, 2000, pp. 297-311.
- YEPEZ, E.A., WILLIAMS, D.G., SCOTT, R.L., and LIN, G. Partitioning Overstory and Understory Evapotranspiration in a Semi-Arid Wood-Land Ecosystem from the Isotopic Composition of Water Vapor. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 119, 2003, pp. 53-68.
- YEPEZ, E.A., HUXMAN, T.E., IGNACE, D.D., ENGLISH, N.B., WELTZIN, J.F., CASTELLANOS, A.E., and WILLIAMS, D.G. Dynamics of Transpiration and Evaporation following a Moisture Pulse in Semiarid Grassland: A Chamber-Based Isotope Method for Partitioning Flux Components. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 132, No. 3-4, 2005, pp. 359-376.
- YEPEZ, E.A., SCOTT, R.L., CABLE, W.L., and WILLIAMS, D.G. Intraseasonal Variation in Water and Carbon Dioxide Flux Components in a Semiarid Riparian Woodland. *Ecosystems*. Vol. 10, 2007, pp. 1100-1115.
- YEPEZ, E.A. and WILLIAMS, D.G. *Precipitation Pulses and Ecosystem Carbon and Water Exchange in Arid and Semi-Arid Environments. Perspectives in Biophysical Plant Ecology: A Tribute to Park S. Nobel*. México, DF: UNAM, 2009, pp. 337-361.
- ZHAO, Y., PETH, S., HALLETT, P., WANG, X., GIESE, M., GAO, Y., and HORN, R. Factors Controlling the Spatial Patterns of Soil Moisture in a Grazed Semi-Arid Steppe Investigated by Multivariate Geostatistics Group. Vol. 48, 2011, pp. 36-48.

Dirección institucional de los autores

Mtra. Tonantzin Tarin

Dr. Enrico A. Yépez

Dr. Jaime Garatuza-Payán

Departamento de Ciencias del Agua y del Medio Ambiente
Instituto Tecnológico de Sonora
5 de Febrero 818 Sur, Colonia Centro
85000 Ciudad Obregón, Sonora, MÉXICO
Teléfono: +52 (644) 4100 900, extensiones 2107, 1328
tonantzin.tarin@gmail.com
enrico.yepeza@itson.edu.mx
jaime.garatuza@itson.edu.mx

Dr. Christopher J. Watts

Departamento de Física
Universidad de Sonora
Blvd. Encinas y Rosales, Colonia Centro
83000 Hermosillo, Sonora, MÉXICO
Teléfono: +52 (662) 2592 108
cwatts@correo.fisica.uson.mx

Dr. Julio C. Rodríguez

Departamento de Agricultura y Ganadería
Universidad de Sonora
Blvd. Encinas y Rosales, Colonia Centro
83000 Hermosillo, Sonora, MÉXICO
Teléfono: +52 (662) 2130 954
Fax: +52 (662) 2138 006

Dr. Enrique R. Vivoni

Dr. Luis A. Méndez-Barroso

School of Earth and Space Exploration
Arizona State University
Tempe, AZ 85287, USA
Teléfono: +1 (480) 727 3575
vivoni@asu.edu
luis.mendez-barroso@asu.edu