

DOI:10.24850/j-tyca-2018-04-07

Artículo

Contraste por *ETP* del RDI en tres localidades climáticas de San Luis Potosí, México

Comparison of RDI based on PET in three climatic locations in San Luis Potosi, Mexico

Daniel Francisco Campos-Aranda¹

¹Profesor jubilado de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, San Luis Potosí, SLP, México, campos_aranda@hotmail.com

Autor para correspondencia: Daniel Francisco Campos-Aranda, campos_aranda@hotmail.com

Resumen

Las *sequías meteorológicas* son un fenómeno natural recurrente que origina una escasez de precipitación. La *severidad* de las sequías meteorológicas se estima a través de algoritmos establecidos, conocidos como *índices de sequías*. Uno de tales procedimientos, quizá el más simple, es el *índice de reconocimiento de sequías* o RDI (Reconnaissance Drought Index), que está basado en el cociente entre la precipitación y evapotranspiración potencial (*ETP*), ocurridas en un cierto lapso, seguido de meses. En este estudio se aplica el RDI en tres duraciones de sequía meteorológica, en cada una de las tres estaciones climatológicas seleccionadas de cada zona geográfica o climática del estado de San Luis Potosí, México, que fueron: Villa de Arriaga (Altiplano Potosino), Río Verde (Zona Media) y Xilitla (Región Huasteca). Los registros mensuales de precipitación y temperaturas media y mínima de cada estación abarcan más de 50 años. La *ETP* se estimó con cuatro métodos: 1) la fórmula de Penman-Monteith, que es el criterio de referencia; los criterios de 2) Thornthwaite; 3) Turc, y 4) Hargreaves-Samani. Los procedimientos operativos de estos criterios se exponen en los apéndices (ver más adelante). El análisis de los resultados indica que los RDI estimados con el método de Hargreaves-Samani es el que mejor reproduce los resultados de la fórmula de Penman-Monteith en las tres localidades climáticas procesadas. También el método de Turc conduce a resultados similares a los de referencia y por ello se puede establecer que el RDI es un índice de sequías robusto, que prácticamente no depende del método de estimación de la *ETP*. Al haber una diferencia notable en los procedimientos operativos de la fórmula de Penman-Monteith y del método de Hargreaves-Samani, este último es una solución práctica muy importante.

Palabras clave: sequías meteorológicas, evapotranspiración potencial, pruebas estadísticas, error cuadrático medio, error de sesgo medio, tipos de sequías meteorológicas (ligeras, moderadas, severas y extremas).

Abstract

Meteorological droughts are a recurring natural phenomenon that causes lack of precipitation. The *severity* of meteorological droughts is estimated by established algorithms known as *drought indices*. One such procedure, perhaps the simplest, is the *Reconnaissance Drought Index*, or RDI, which is based on the ratio between precipitation and potential evapotranspiration (*PET*) for a determined continuous period of months. In this study, the RDI is applied to three durations of meteorological drought at a weather station selected from each of the three geographic or climate zones in the state of San Luis Potosi, Mexico, which are: Villa de Arriaga (Potosino Plateau), Río Verde (Mean Zone), and Xilitla (Huasteca Region). The monthly rainfall records and average and minimum temperatures of each station cover more than 50 years. *PET* was estimated by four methods: (1) the Penman–Monteith formula, which is the reference method, (2) the Thornthwaite, (3) the Turc, and (4) the Hargreaves–Samani. The operating procedures for these criteria are detailed in appendices. The analysis of the results indicates that the RDIs estimated with the Hargreaves–Samani method are best for reproducing the results of the Penman–Monteith formula, in the three climatic locations processed. The Turc method also led to results similar to those of the reference. Therefore, it can be said that the RDI is a robust drought index, which practically does not depend on the method of estimating the *PET*. There is a noticeable difference in the operational procedures of the Penman–Monteith formula and the Hargreaves–Samani method. The latter is a practical solution that is worth mentioning.

Keywords: Meteorological droughts, potential evapotranspiration, statistical tests, mean square error, mean bias error, types of meteorological drought (light, moderate, severe and extreme).

Recibido: 21/06/2016

Aceptado: 24/01/2018

Introducción

La *sequía meteorológica* es un fenómeno natural regional producido por la variabilidad del clima, el cual origina un decremento en la precipitación normal

de determinada área, durante un lapso importante y por ello tiene efectos adversos en la propia naturaleza y en la sociedad. La *severidad* de las sequías meteorológicas se estima por lo general con base en los llamados *índices de sequía*, los cuales varían en complejidad y van desde los que utilizan una sola variable climática como el SPI (Standardized Precipitation Index) hasta los que desarrollan un balance hídrico-edafológico como el PDSI (Palmer Drought Severity Index). Hao y Singh (2015) han encontrado que una sola variable no es suficiente para caracterizar las sequías debido a que son fenómenos naturales recurrentes originados por múltiples factores y por ello se han propuesto los *índices de sequía multivariados*.

El enfoque de la *variable latente* permite el desarrollo de índices multivariados (Hao & Singh, 2015), consiste en establecer nuevas variables climáticas mediante una diferencia o cociente de otras variables de amplio significado físico, como la precipitación (P) y la evapotranspiración potencial (ETP) mensuales. Cuando se utilizó la diferencia $P-ETP$ y el algoritmo operativo del SPI, se desarrolló el SPEI (Vicente-Serrano, Beguería, & López-Moreno, 2010), y cuando se empleó el cociente P/ETP se estableció el RDI (Reconnaissance Drought Index) o *índice de reconocimiento de sequías*, cuyo procedimiento operativo es bastante simple (Tsakiris & Vangelis, 2005; Tsakiris, Tigkas, Vangelis, & Pangalou, 2007; Vangelis, Tigkas, & Tsakiris, 2013).

El *objetivo* de este estudio radica en exponer con detalle el proceso de cálculo del RDI anual, con duraciones de 3, 6 y 12 meses. Se aplica este procedimiento a los datos mensuales de precipitación, y de temperaturas medias y mínimas de tres localidades del estado de San Luis Potosí, representativas de sus tres zonas geográficas o climáticas. En este contraste del RDI, la ETP se estimó con cuatro métodos, cuya descripción detallada se expone en los apéndices, y que son: 1) la fórmula de Penman-Monteith, que fue el método de referencia; 2) el criterio de Thornthwaite; 3) el criterio de Turc, y 4) el criterio de Hargreaves-Samani. Se analizan los resultados y se formulan las conclusiones.

Métodos y materiales

Ecuaciones del RDI_{st}

El *índice de reconocimiento de sequías* (RDI) se calcula al inicio como el cociente entre la precipitación mensual acumulada y la respectiva evapotranspiración potencial, en los k meses considerados de cada año i estudiado (Tsakiris &

Vangelis, 2005; Tsakiris *et al.*, 2007; Vangelis *et al.*, 2013; Campos-Aranda, 2014):

$$a_k^i = \frac{\sum_{j=1}^k P_j^i}{\sum_{j=1}^k ETP_j^i} \quad (1)$$

En la ecuación anterior, k es la *duración* de la sequía meteorológica estudiada; j , el mes considerado, e i varía de 1 a NA , que es el número de años del registro procesado (> 30). Como las magnitudes de a_k^i pueden ser representadas probabilísticamente por la distribución Log-normal; entonces los valores estandarizados del RDI se obtienen con facilidad mediante la siguiente ecuación:

$$RDI_{st}^i = \frac{y_k^i - \bar{y}}{\sigma_y} \quad (2)$$

en la cual:

$$y_k^i = \ln(a_k^i) \quad (3)$$

En la ecuación (2), \bar{y} es la media aritmética y σ_y , la desviación estándar de los valores y_k^i . Los valores positivos del RDI_{st} indican lapsos húmedos y los negativos son sequías meteorológicas, con la severidad siguiente: *leves* hasta -1.00; *moderadas*, fluctuando de -1.00 a -1.50; *severas*, variando de -1.50 a -2.00, y por último, *extremas*, menores que -2.00. Las duraciones comunes de k son 3, 6, 9 y 12 meses; las tres primeras relativas a los meses seguidos con mayor porcentaje de precipitación, y la cuarta al lapso de enero a diciembre. Las duraciones menores a un año también pueden corresponder al periodo de crecimiento de los cultivos o a las épocas de demanda alta. Campos-Aranda (2014) expone un contraste entre el RDI_{st} y el SPI.

Estimación de la *ETP* de referencia

Hacia finales de la década de 1970, la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO) formuló los lineamientos para la estimación de las demandas de agua de los cultivos (Doorenbos & Pruitt, 1977). Avances en la investigación y evaluaciones más exactas sobre el uso del agua por los cultivos mostraron que el método de Penman, sugerido por la FAO, con frecuencia

sobreestima los requerimientos y que los criterios empíricos alternativos expuestos de manera variable se apegan a la realidad (Allen, Pereira, Raes, & Smith, 1998).

En mayo de 1990, la FAO organizó un panel de expertos e investigadores, en colaboración con la Comisión Internacional de Riego y Drenaje (ICID), y la Organización Meteorológica Mundial (WMO), para revisar los métodos de estimación de las demandas de los cultivos y establecer sus modificaciones. El panel recomendó la adopción de la fórmula de Penman-Monteith como método estándar para la estimación de la evapotranspiración de referencia (ET_o) y aconsejó sobre los procedimientos de estimación de sus diversos parámetros meteorológicos (Allen *et al.*, 1998).

En el Apéndice 1 se expone la fórmula de Penman-Monteith, incluyendo los procedimientos de estimación de sus parámetros basados en datos meteorológicos. En el Apéndice 2 se describen las recomendaciones de la FAO, para su aplicación con datos sólo climáticos. Esto último convierte a la fórmula de Penman-Monteith en un método aplicable y válido mundialmente para cálculos y contrastes de la ET_o . Allen *et al.* (1998) indican que es preferible aplicar la fórmula de Penman-Monteith, incluso con las aproximaciones del Apéndice 2, que el uso de cualquier otro método empírico.

Métodos empíricos de estimación de la ETP

En el Apéndice 3, en sus ecuaciones (A.20) a (A.31), se exponen los procedimientos operativos de tres métodos empíricos de estimación de la evapotranspiración potencial mensual (ETP_j^i), que son: el de Thornthwaite, el de Turc y el de Hargreaves-Samani.

Registros climáticos procesados

Se puede considerar que el estado de San Luis Potosí está dividido en tres regiones climáticas: Altiplano Potosino, Zona Media y Región Huasteca. La primera tiene clima semiárido, la segunda templado-seco y la tercera cálido-húmedo. En cada una de estas regiones se buscaron las estaciones climatológicas de más amplio registro y con el menor número de datos mensuales faltantes de precipitación, y temperaturas media y mínima. Se seleccionaron las tres siguientes: Villa de Arriaga, Río Verde y Xilitla. En cada una de ellas, los escasos

datos faltantes de precipitación se consideraron igual a la moda, estimada con base en el ajuste de la distribución Gamma Mixta a todos los valores mensuales disponibles (Campos-Aranda, 2005a). Los datos faltantes de temperaturas media y mínima se estimaron con un procedimiento de interpolación que toma en cuenta la tendencia observada en tal mes, antes y después del valor faltante.

Los valores *promedio mensuales* de precipitación (mm), y de temperaturas media y mínima (°C) de cada estación climatológica procesada se citan en la Tabla 1, así como sus respectivos periodos de registro. En la estación Villa de Arriaga, en el lapso de 2010 a 2014, se emplearon valores promedio mensuales de temperaturas debido a que sus registros disponibles abarcaron hasta el año 2009. En la Figura 1 se muestra la ubicación de las tres estaciones climatológicas en el estado de San Luis Potosí.

Tabla 1. Valores promedio mensuales de los elementos climáticos indicados en las tres estaciones climatológicas seleccionadas y procesadas del estado de San Luis Potosí, México.

Des-crip-ción	Ene	Feb	Mar	Abr	Mayo	Junio	Julio	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Estación climatológica: Villa de Arriaga (longitud 101° 23' OG; latitud 21° 54' N; altitud 2 170 msnm; NA = 53 años)													
Precipi-tación (1962-2014)	13.0	7.6	7.0	10.4	30.9	57.2	72.1	56.8	62.7	25.4	5.6	8.9	357.7
Porcen-taje de Precipi-tación	3.6	2.1	2.0	2.9	8.6	16.0	20.2	15.9	17.5	7.1	1.6	2.5	100.0
Temp. media (1962-2009)	13.0	13.9	15.9	19.2	20.9	20.8	19.8	19.5	18.8	16.6	14.6	13.4	17.2
Temp. mínim-a (1962-2009)	4.3	4.9	7.0	9.5	11.2	11.4	11.3	11.0	10.5	8.4	6.0	4.8	8.4
Radiac-ió-n solar (cal/c m ² /día)	400	380	505	650	650	550	520	420	380	450	430	390	480
ETP: Penma-n-Monteith	84.1	87.8	126.5	160.6	177.7	157.1	151.6	133.6	114.3	115.5	97.8	88.7	1495.4
ETP: Thornt-hwaite	37.6	39.3	57.6	82.1	102.3	101.4	98.1	92.9	77.5	60.1	44.7	39.1	832.6
ETP: Turc	82.7	75.8	113.5	156.9	162.6	138.8	129.0	105.5	95.2	104.4	94.1	82.1	1340.7

ETP: Hargreaves-Samani	87.7	77.4	121.2	166.5	180.1	146.9	139.9	112.0	96.1	110.3	96.0	86.4	1420.5
Estación climatológica: Río Verde (longitud 99° 59' OG; latitud 21° 56' N; altitud 987 msnm; NA = 54 años)													
Precipitación (1961-2014)	12.2	10.8	9.4	32.7	36.5	88.7	88.3	71.7	103.4	44.2	15.4	12.9	526.2
Porcentaje de Precipitación	2.3	2.0	1.8	6.2	6.9	16.9	16.8	13.6	19.7	8.4	2.9	2.5	100.0
Temp. media (1961-2014)	16.2	18.3	21.7	24.6	26.4	26.1	25.0	25.1	23.9	21.8	19.0	17.0	22.1
Temp. mínima (1961-2014)	8.6	10.0	12.6	15.7	18.2	19.0	18.3	18.3	17.7	15.1	12.1	9.7	14.6
Radiación solar (cal/cm ² /día)	375	350	440	550	540	540	530	480	350	390	375	350	430
ETP: Penman-Monteith	78.4	87.1	130.6	157.7	170.0	160.5	157.6	148.1	107.5	110.3	93.0	84.7	1485.4
ETP: Thornthwaite	36.6	47.5	84.3	119.3	154.2	147.0	135.4	131.3	107.1	82.6	54.3	41.0	1140.6
ETP: Turc	88.0	81.2	115.7	149.0	150.5	149.8	145.0	132.6	98.2	104.1	95.0	84.9	1394.1
ETP: Hargreaves-Samani	90.8	81.6	124.4	162.1	171.9	165.0	163.1	147.8	101.4	110.5	95.5	86.9	1500.9
Estación climatológica: Xilitla (longitud 98° 59' OG; latitud 21° 23' N; altitud 630 msnm; NA = 50 años)													
Precipitación (1965-2014)	62.6	65.3	72.5	115.3	175.5	373.9	432.2	429.9	566.1	292.5	101.5	59.0	2746.2
Porcentaje de Precipitación	2.3	2.4	2.6	4.2	6.4	13.6	15.8	15.7	20.6	10.7	3.7	2.1	100.0
Temp. media (1965-2014)	17.4	18.7	21.4	24.2	25.9	26.2	25.6	25.9	25.0	23.1	20.3	18.3	22.7
Temp. mínima (1965-2014)	12.6	13.4	15.8	18.5	20.6	21.2	20.9	20.8	20.2	18.1	15.6	13.4	17.6
Radiación solar (cal/cm ² /día)	350	350	400	480	500	460	490	450	310	375	360	300	400

m ² /día)													
ETP: Penman-Monteith	69.1	78.3	106.1	127.9	142.9	132.1	137.9	132.2	98.4	105.9	87.4	74.3	1292.5
ETP: Thornthwaite	42.1	48.2	80.2	113.3	146.3	148.9	142.8	142.1	119.1	94.9	62.6	47.2	1187.8
ETP: Turc	85.8	82.1	105.8	130.9	139.3	129.8	136.1	126.6	89.9	103.0	94.3	76.8	1300.3
ETP: Hargreaves-Samani	87.9	82.5	112.4	140.2	157.2	141.1	152.9	141.3	92.2	110.0	95.1	77.2	1390.0

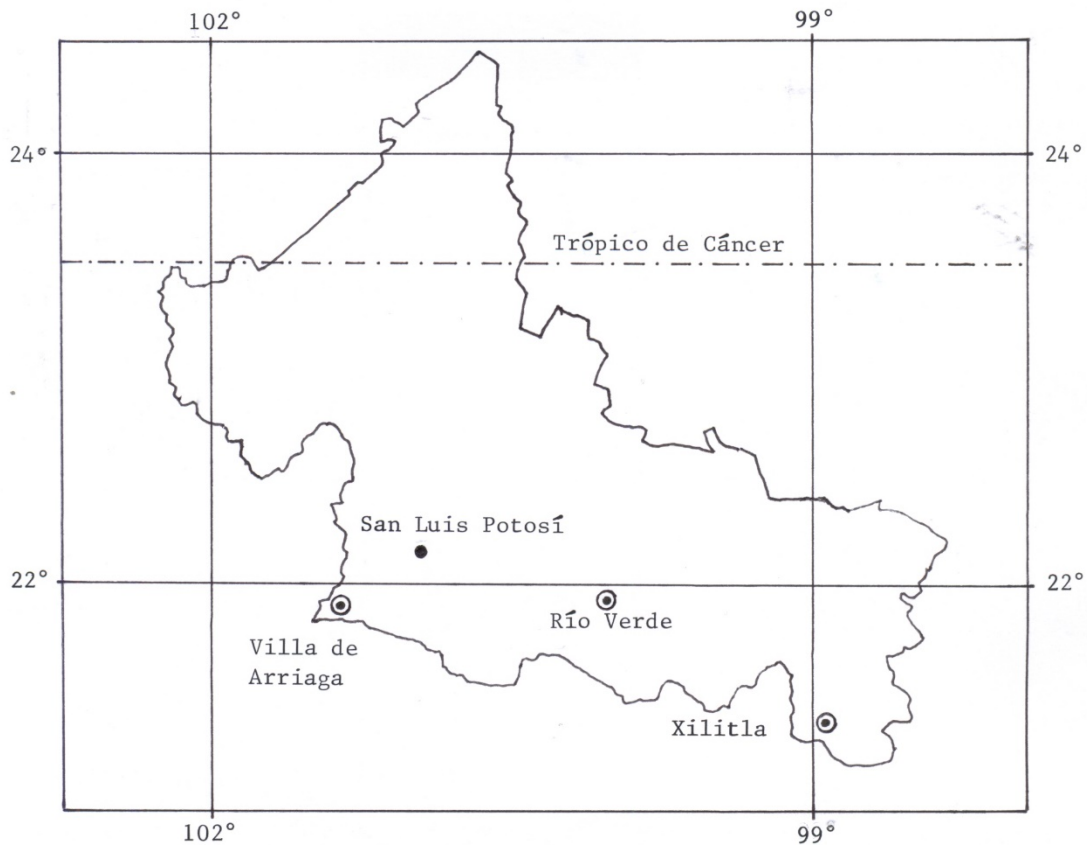


Figura 1. Ubicación geográfica de las tres estaciones climatológicas procesadas del estado de San Luis Potosí, México.

También en la Tabla 1 se exponen los valores promedio mensuales de la radiación solar (R_{sj}) obtenidos de los mapas de Hernández, Tejeda-Martínez y Reyes (1991), en sus páginas 65 a 76, para las tres localidades de las estaciones climatológicas seleccionadas y procesadas. Además, se muestran las magnitudes de la evapotranspiración potencial (mm) promedio mensual (ETP_j), obtenidas a

través de las ecuaciones expuestas en los Apéndices 1 a 3, aplicadas a nivel mensual.

Cuantificación de diferencias con el *ECM* y el *ESM*

Con objeto de cuantificar las diferencias numéricas entre los valores anuales del RDI_{st} de duración k debidas al impacto del cambio en el método de estimación de la ETP_j^i se aplicaron los dos siguientes indicadores estadísticos: 1) el error cuadrático medio (*ECM*), y 2) error de sesgo medio (*ESM*), cuyas expresiones son (Vangelis *et al.*, 2013):

$$ECM_k = \left[\frac{1}{NA} \sum_{i=1}^{NA} (Xref_k^i - Xest_k^i)^2 \right]^{1/2} \quad (4)$$

$$ESM_k = \frac{1}{NA} \sum_{i=1}^{NA} (Xref_k^i - Xest_k^i) \quad (5)$$

En las expresiones anteriores, $Xref_k^i$ son los valores anuales del RDI_{st} calculados con las ecuaciones (1) a (3), para una duración k en meses, con la ETP_j^i estimada con la fórmula de Penman-Monteith (apéndices 1 y 2), que es el *método de referencia*, y $Xest_k^i$ son los mismos valores anuales del RDI_{st} , pero calculados con base en una ETP_j^i estimada con cada uno de los tres métodos empíricos expuestos (apéndice 3). Las ecuaciones (4) y (5) también se aplicaron a los valores anuales de la ETP^i ($k = 12$).

Análisis de los resultados

Homogeneidad de los registros climáticos

Con base en cada registro de precipitación, y temperatura media y mínima mensuales completado se obtuvieron sus valores anuales; con tales *series* se realizó el análisis de calidad estadística del registro, para lo cual se aplicaron siete pruebas: una general y seis específicas, las cuales fueron las siguientes: 1)

Von Neumann, que detecta pérdida de aleatoriedad por componentes determinísticas no especificadas; 2) Anderson, y 3) Sneyers, que buscan persistencia; (4) Kendall y 5) Spearman, que detectan tendencia; 6) Bartlett, que prueba la variabilidad, y 7) Cramer, que busca cambios en la media. En todas las pruebas se empleó un nivel de significancia (α) de 5%. Las pruebas estadísticas citadas se pueden consultar en WMO (1971), y Machiwal y Jha (2012). Los resultados de tales pruebas se han concentrado en la Tabla 2, donde *NH* y *H* significan serie o registro no homogéneo y homogéneo, respectivamente.

Tabla 2. Resultados de la pruebas estadísticas aplicadas a los registros anuales de precipitación (*P*), y temperaturas media (*Tt*) y mínima (*t*) de las estaciones climatológicas indicadas.

Pruebas estadísticas aplicadas	Villa de Arriaga			Río Verde			Xilitla		
	<i>P</i>	<i>Tt</i>	<i>t</i>	<i>P</i>	<i>Tt</i>	<i>t</i>	<i>P</i>	<i>Tt</i>	<i>t</i>
1. Von Neumann	NH	NH	NH	NH	NH	NH	H	NH	NH
2. Persistencia (Anderson)	NH	NH	NH	NH	NH	NH	H	NH	NH
3. Persistencia (Sneyers)	NH	NH	NH	NH	NH	NH	H	NH	NH
4. Tendencia (Kendall)	H	NH↑	H	H	NH↑	NH↑	H	NH↑	H
5. Tendencia (Spearman)	H	NH↑	H	H	NH↑	NH↑	H	NH↑	H
6. Variabilidad (Bartlett)	H	NH	NH	H	H	H	H	H	H
7. Cambio en la media (Cramer)	H	NH	H	H	NH	NH	H	NH	NH
Coef. correlación lineal de orden 1 (r_1)	0.523	0.791	0.494	0.285	0.446	0.418	0.049	0.522	0.470

Con respecto a la precipitación anual (*P*), los registros de Villa de Arriaga y Río Verde muestran persistencia, detectada incluso con la prueba de Von Neumann. Al tomar en cuenta que la persistencia es una componente estadística de las series cronológicas, se puede continuar con los análisis encaminados a cuantificar sequías meteorológicas, pues los tres registros no presentan tendencia ni cambios en la media, es decir, pérdida de homogeneidad.

Lo contrario ocurre con los registros de temperatura media anual (*Tt*), los cuales son no homogéneos, ya que presentan persistencia (asociada con r_1), tendencia ascendente y cambio en la media. En relación con los registros de temperatura mínima anual (*t*), el de la estación Río Verde es el menos homogéneo, pues presenta tendencia ascendente, y el de Villa de Arriaga es el más homogéneo, ya que sólo tiene persistencia. El de Xilitla también es no homogéneo, al tener persistencia y cambio en la media.

Resultados numéricos del RDI_{st}

Con base en los porcentajes de la precipitación mensual expuestos en la Tabla 1, se definió el lapso de tres meses con más lluvia de julio a septiembre, y el de seis meses de mayo a octubre. En las estaciones de Villa de Arriaga, Río Verde y Xilitla, las sumas de porcentajes para $k = 3$ meses fluctúan en el 52%, y para $k = 6$ meses en 83%. Definidos tales lapsos se aplicaron las ecuaciones 1 a 3 a los datos de precipitación y a las estimaciones de la ETP; únicamente parte de tales resultados se muestran en las Tablas 3 a 5 debido a limitaciones de espacio.

Tabla 3. Datos, valores del RDI_{st} y tipos de sequías meteorológicas anuales (TS) calculados con la evapotranspiración potencial estimada según los criterios empíricos indicados en la estación climatológica Villa de Arriaga, San Luis Potosí.

Año	P (mm)	Según fórmula de Penman-Monteith							Según método de Hargreaves-Samani						
		ETP (mm)	$k = 3$ meses		$k = 6$ meses		$k = 12$ meses		ETP (mm)	$k = 3$ meses		$k = 6$ meses		$k = 12$ meses	
			RDI _{st}	TS	RDI _{st}	TS	RDI _{st}	TS		RDI _{st}	TS	RDI _{st}	TS	RDI _{st}	TS
1962	268.4	1495.8	-0.110	SL	-	SL	-	SL	1433.6	-	SL	-	SL	-	SL
					0.169		0.217			0.112		0.179		0.229	
1963	279.1	1442.0	-0.444	SL	-	SL	-	SL	1387.2	-	SL	-	SL	-	SL
					0.755		0.089			0.474		0.786		0.108	
1964	489.0	1392.8	0.600	-	0.960	-	0.917	-	1370.2	0.553	-	0.889	-	0.855	-
1965	426.1	1376.3	0.600	-	0.389	-	0.704	-	1364.0	0.551	-	0.306	-	0.632	-
1966	631.7	1293.4	0.5714	-	1.264	-	1.475	-	1287.1	0.491	-	1.165	-	1.391	-
1967	538.0	1299.7	0.722	-	0.991	-	1.195	-	1275.1	0.668	-	0.913	-	1.137	-
1968	379.9	1368.5	0.664	-	0.584	-	0.520	-	1347.8	0.595	-	0.500	-	0.459	-
1969	174.0	1450.0	-0.285	SL	-	SL	-	SL	1405.9	-	SL	-	SL	-	SL
					0.786		0.897			0.331		0.841		0.924	
1970	269.7	1418.5	-0.078	SL	0.045	-	0.119	SL	1381.9	-	SL	-	SL	-	SL
										0.133		0.009		0.159	
1971	593.0	1394.1	1.259	-	1.577	-	1.241	-	1372.1	1.191	-	1.489	-	1.177	-
1972	347.0	1417.3	0.248	-	0.603	-	0.308	-	1388.5	0.194	-	0.533	-	0.257	-
1973	328.5	1418.9	0.647	-	0.538	-	0.213	-	1390.9	0.586	-	0.458	-	0.162	-
1974	156.9	1423.4	0.021	-	-	SL	-	SM	1391.7	-	SL	-	SM	-	SM
					0.978		1.041			0.031		1.044		1.081	

1975	280.5	1432.3	0.329	-	0.185	-	-	0.069	SL	1397.9	0.267	-	0.118	-	-	0.112	SL
1976	359.5	1397.9	0.695	-	0.741	-	-	0.391	-	1362.3	0.638	-	0.669	-	-	0.348	-
1977	96.0	1395.6	-0.319	SL	-	SS	-	-	SS	1353.3	-	SL	-	SS	-	-	SS
					1.535			1.837			0.338		1.567		1.860		
1978	507.5	1363.3	1.321	-	1.333	-	-	1.016	-	1325.2	1.288	-	1.273	-	-	0.974	-
1979	192.0	1419.7	0.077	-	-	SL	-	-	SL	1372.7	0.051	-	-	SL	-	-	SL
					0.770			0.695					0.805		0.719		
1980	375.5	1393.4	0.064	-	-	SL	-	-	-	1355.5	0.039	-	-	SL	-	-	-
					0.062			0.470					0.101		0.430		
1981	270.9	1385.6	-0.567	SL	-	SL	-	-	SL	1340.1	-	SL	-	SL	-	-	SL
					0.343			0.072			0.577		0.367		0.100		
1982	292.5	1438.5	-0.443	SL	-	SL	-	-	SL	1376.0	-	SL	-	SL	-	-	SL
					0.015			0.006			0.449		0.024		0.015		
1983	154.5	1385.6	-0.219	SL	-	SL	-	-	SM	1345.3	-	SL	-	SL	-	-	SM
					0.791			1.021			0.232		0.804		1.050		
1984	148.0	1419.9	-0.017	SL	-	SM	-	-	SM	1372.2	-	SL	-	SM	-	-	SM
					1.055			1.135			0.059		1.090		1.156		
1985	167.0	1428.0	-0.765	SL	-	SL	-	-	SL	1369.2	-	SL	-	SL	-	-	SL
					0.792			0.941			0.760		0.789		0.949		
1986	504.0	1404.8	-0.621	SL	-	-	-	-	-	1371.9	-	SL	-	-	-	-	-
					1.012			0.953			0.638		0.978		0.904		
1987	504.9	1377.7	0.939	-	1.049	-	-	-	-	1321.5	0.947	-	1.056	-	-	0.970	-
1988	256.0	1407.2	0.337	-	0.054	-	-	-	SL	1343.9	0.338	-	0.51	-	-	0.200	SL
					0.194												
1989	359.5	1469.2	-0.052	SL	-	SL	-	-	-	1354.1	0.018	-	-	SL	-	-	-
					0.155			0.307					0.074		0.358		
1990	728.3	1507.6	0.916	-	1.440	-	-	-	-	1384.9	0.989	-	1.518	-	-	1.507	-
1991	1028.5	1564.4	1.572	-	2.045	-	-	-	-	1416.6	1.649	-	2.138	-	-	2.049	-
1992	838.0	1624.5	0.015	-	0.934	-	-	-	-	1458.3	0.115	-	1.051	-	-	1.656	-
1993	523.0	1716.8	0.696	-	0.754	-	-	-	-	1639.7	0.634	-	0.690	-	-	0.667	-
1994	564.9	1561.4	0.632	-	1.123	-	-	-	-	1448.4	0.706	-	1.191	-	-	1.005	-
1995	392.8	1530.0	-0.103	SL	-	SL	-	-	-	1409.2	-	SL	-	SL	-	-	-
					0.190			0.388			0.042		0.115		0.440		
1996	666.0	1686.9	1.263	-	1.136	-	-	-	-	1506.8	1.370	-	1.260	-	-	1.215	-
1997	454.0	1730.8	-0.052	SL	-	-	-	-	-	1536.6	0.043	-	0.393	-	-	0.538	-
1998	418.0	1748.9	0.181	-	0.383	-	-	-	-	1564.4	0.285	-	0.504	-	-	0.369	-
1999	249.0	1698.0	-0.126	SL	-	SL	-	-	SL	1516.1	-	SL	-	SL	-	-	SL
					0.256			0.558			0.065		0.153		0.449		
2000	123.0	1599.0	-5.157	SE	-	SM	-	-	SS	1469.4	-	SE	-	SM	-	-	SS
					1.464			1.648			5.148		1.411		1.582		

2001	111.8	1564.2	-0.470	SL	-	SM	-	SS	1458.5	-	SL	-	SM	-	SS
					1.484		1.773			0.452		1.438		1.730	
2002	139.3	1582.7	-0.956	SL	-	SM	-	SM	1516.8	-	SL	-	SM	-	SM
					1.437		1.421			0.956		1.419		1.426	
2003	337.0	1638.4	0.463	-	-	-	-	-	1590.3	-	-	-	-	-	SL
					0.356		0.014			0.455		0.343		0.021	
2004	613.4	1645.2	0.452	-	-	-	-	-	1532.7	-	-	-	-	-	-
					0.978		1.019			0.481		1.017		1.048	
2005	287.0	1667.3	0.147	-	-	SL	-	SL	1548.7	-	-	-	SL	-	SL
					0.323		0.287			0.195		0.262		0.246	
2006	340.0	1637.5	0.120	-	-	-	-	-	1531.1	-	-	-	-	-	-
					0.121		0.029			0.152		0.158		0.058	
2007	270.0	1630.7	-0.564	SL	-	SL	-	SL	1531.0	-	SL	-	SL	-	SL
					0.473		0.353			0.537		0.439		0.329	
2008	546.4	1602.8	1.214	-	-	-	-	-	1499.5	-	-	-	-	-	-
					1.177		0.867			1.247		1.207		0.890	
2009	201.0	1518.3	-0.501	SL	-	SL	-	SL	1468.8	-	SL	-	SL	-	SL
					0.627		0.731			0.497		0.618		0.755	
2010	264.0	1498.3	0.029	-	-	SL	-	SL	1420.1	-	-	-	SL	-	SL
					0.763		0.248			0.036		0.753		0.241	
2011	75.8	1498.3	-1.324	SM	-	SE	-	SE	1420.1	-	SM	-	SE	-	SE
					2.076		2.357			1.323		2.065		2.338	
2012	134.9	1498.3	-0.669	SL	-	SS	-	SM	1420.1	-	SL	-	SS	-	SM
					1.610		1.382			0.665		1.599		1.369	
2013	138.9	1498.3	-1.436	SM	-	SS	-	SM	1420.1	-	SM	-	SS	-	SM
					1.849		1.333			1.436		1.838		1.320	
2014	165.0	1498.3	-1.518	SS	-	SM	-	SM	1420.1	-	SS	-	SM	-	SM
					1.287		1.043			1.517		1.276		1.030	

Tabla 4. Datos, valores del RDI_{st} y tipos de sequías meteorológicas anuales (TS) calculados con la evapotranspiración potencial estimada según los criterios empíricos indicados en la estación climatológica Villa de Arriaga, San Luis Potosí.

Año	T^t (°C)	t^t (°C)	Según criterio de Thornthwaite						Según criterio de Turc							
			ETP^t (mm)	$k = 3$ meses		$k = 6$ meses		$k = 12$ meses		ETP^t (mm)	$k = 3$ meses		$k = 6$ meses		$k = 12$ meses	
				RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS		RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS
1962	17.4	9.0	825.3	-	SL	-	SL	-	SL	1354.2	-	SL	-	SL	-	SL
				0.122		0.203		0.215			0.112		0.175		0.228	
1963	16.5	8.3	776.	-	SL	-	SL	-	SL	1319.6	-	SL	-	SL	-	SL
				0.383		0.702		0.045			0.485		0.799		0.120	
1964	16.2	9.0	758.4	0.644	-	1.107	-	0.946	-	1309.5	0.538	-	0.859	-	0.830	-
1965	15.9	8.9	756.8	0.623	-	0.416	-	0.716	-	1298.7	0.537	-	0.285	-	0.614	-
1966	14.0	7.5	700.3	0.630	-	1.335	-	1.515	-	1217.5	0.476	-	1.137	-	1.379	-

1967	13.7	6.6	693.0	0.766	-	1.089	-	1.260	-	1206.2	0.651	-	0.886	-	1.126	-
1968	15.5	8.3	742.8	0.709	-	0.639	-	0.553	-	1282.4	0.579	-	0.480	-	0.443	-
1969	16.8	8.8	798.5	0.301	SL	0.852	SL	0.894	SL	1330.8	0.334	SL	0.840	SL	0.923	SL
1970	16.2	8.5	772.4	0.086	SL	0.071	-	0.094	SL	1312.1	0.143	SL	0.026	SL	0.167	SL
1971	16.1	8.8	760.1	1.310	-	1.658	-	1.269	-	1309.9	1.172	-	1.460	-	1.151	-
1972	16.4	8.9	774.1	0.284	-	0.664	-	0.329	-	1321.0	0.181	-	0.511	-	0.242	-
1973	16.5	9.0	778.0	0.669	-	0.555	-	0.228	-	1323.0	0.571	-	0.438	-	0.148	-
1974	16.6	9.0	780.5	0.002	-	0.981	SL	1.031	S M	1325.1	0.039	SL	1.050	S M	1.088	S M
1975	16.6	9.0	780.2	0.423	-	0.271	-	0.045	SL	1331.4	0.251	-	0.101	-	0.126	SL
1976	15.9	8.3	751.8	0.765	-	0.848	-	0.439	-	1300.8	0.620	-	0.642	-	0.327	-
1977	15.6	7.9	747.4	0.257	SL	1.475	S M	1.790	SS	1288.2	0.351	SL	1.578	SS	1.861	SS
1978	14.9	7.3	727.8	1.365	-	1.428	-	1.078	-	1259.3	1.270	-	1.244	-	0.957	-
1979	16.0	8.2	768.0	0.92	-	0.741	SL	0.661	SL	1301.9	0.044	-	0.814	SL	0.722	SL
1980	15.7	8.2	754.5	0.053	-	0.054	SL	0.507	-	1287.1	0.29	-	0.117	SL	0.417	-
1981	15.4	7.6	737.9	0.503	SL	0.253	SL	0.009	SL	1276.0	0.589	SL	0.388	SL	0.113	SL
1982	16.1	7.9	766.2	0.371	SL	0.067	-	0.057	-	1308.4	0.460	SL	0.041	SL	0.027	SL
1983	15.4	7.7	739.9	0.089	SL	0.676	SL	0.966	SL	1279.0	0.248	SL	0.816	SL	1.055	S M
1984	16.1	8.2	762.0	0.043	-	0.968	SL	1.089	S M	1307.6	0.073	SL	1.103	S M	1.164	S M
1985	16.0	7.8	764.1	0.724	SL	0.754	SL	0.889	SL	1301.6	0.766	SL	0.798	SL	0.954	SL

1986	16.2	8.8	767.6	0.627	SL	1.052	-	0.977	-	1303.5	0.644	SL	0.959	-	0.888	-
1987	14.8	6.8	732.4	0.944	-	1.084	-	1.059	-	1244.7	0.933	-	1.034	-	0.968	-
1988	15.2	6.9	745.8	0.364	-	0.088	-	0.123	SL	1269.2	0.327	-	0.039	-	0.199	SL
1989	15.6	5.9	755.8	0.014	SL	0.056	SL	0.430	-	1281.7	0.012	-	0.084	SL	0.352	-
1990	16.2	6.1	790.6	0.926	-	1.472	-	1.551	-	1299.8	0.985	-	1.509	-	1.507	-
1991	16.9	5.7	821.0	1.621	-	2.085	-	2.072	-	1327.5	1.645	-	2.137	-	2.048	-
1992	17.9	6.2	881.9	0.092	SL	0.855	-	1.603	-	1362.0	0.142	-	1.073	-	1.663	-
1993	22.2	12.8	1603.7	0.379	SL	0.588	SL	0.210	SL	1454.2	0.786	-	0.845	-	0.767	-
1994	17.6	7.6	872.3	0.564	-	0.977	-	0.953	-	1345.72	0.722	-	1.216	-	1.025	-
1995	16.5	6.3	821.4	0.002	SL	0.260	SL	0.439	-	1306.3	0.044	SL	0.079	SL	0.468	-
1996	19.2	6.9	981.5	1.126	-	0.837	-	1.032	-	1387.1	1.401	-	1.315	-	1.249	-
1997	19.9	7.0	996.7	0.242	SL	0.41	-	0.356	-	1429.4	0.874	-	0.443	-	0.559	-
1998	20.7	8.3	1055.0	0.112	SL	0.056	-	0.120	-	1451.1	0.341	-	0.561	-	0.396	-
1999	19.3	6.7	923.3	0.060	SL	0.234	SL	0.532	SL	1420.8	0.061	SL	0.132	SL	0.434	SL
2000	18.3	7.7	854.6	5.144	SE	1.385	S M	1.597	SS	1389.3	5.133	SE	1.402	S M	1.574	SS
2001	18.1	8.2	845.1	0.407	SL	1.446	S M	1.740	SS	1380.1	0.456	SL	1.430	S M	1.722	SS
2002	19.6	10.7	912.0	0.920	SL	1.422	S M	1.496	S M	1429.5	0.952	SL	1.402	S M	1.414	S M
2003	21.5	13.1	1019.0	0.488	-	0.346	-	0.186	SL	1486.5	0.461	-	0.359	-	0.004	SL
2004	20.2	10.1	927.9	0.555	-	1.148	-	0.988	-	1446.7	0.481	-	1.011	-	1.042	-

2005	20.6	10.3	951.2	0.234	-	-	0.182	SL	-	0.342	SL	1458.5	0.198	-	-	0.258	SL	-	0.240	SL			
2006	20.2	10.3	924.2	0.228	-	-	0.286	-	-	0.006	SL	1446.0	0.151	-	-	0.155	-	-	0.057	-			
2007	20.2	10.5	925.3	0.485	SL	-	0.350	SL	-	0.399	SL	1446.0	-	0.534	SL	-	0.436	SL	-	0.328	SL		
2008	19.3	9.8	901.2	1.289	-	-	1.278	-	-	0.841	-	1409.1	1.244	-	-	1.199	-	-	0.893	-			
2009	18.4	10.2	861.4	0.498	SL	-	0.606	SL	-	0.778	SL	1386.1	-	0.496	SL	-	0.616	SL	-	0.750	SL		
2010	17.2	8.4	808.6	0.047	-	-	0.745	SL	-	0.208	SL	1348.4	0.031	-	-	0.755	SL	-	0.249	SL			
2011	17.2	8.4	808.6	1.326	S	M	2.083	SE	-	2.324	SE	1348.4	-	1.323	S	M	2.057	SE	-	2.332	SE		
2012	17.2	8.4	808.6	0.661	SL	-	1.608	SS	-	1.324	S	1348.4	-	0.668	SL	-	1.595	SS	-	1.370	S	M	
2013	17.2	8.4	808.6	1.440	S	M	1.852	SS	-	1.297	S	1348.4	-	1.435	S	M	1.832	SS	-	1.321	S	M	
2014	17.2	8.4	808.6	1.523	SS	-	1.279	S	M	1.005	S	1348.4	-	1.517	SS	-	1.274	S	M	-	1.033	S	M

Tabla 5. Datos, valores del RDI_{st} y tipos de sequías meteorológicas anuales (TS) calculados con la evapotranspiración potencial estimada según los criterios empíricos indicados en la estación climatológica Xilitla, San Luis Potosí.

Año	P^i (mm)	Según fórmula de Penman-Monteith								Según método de Turc							
		ETP^i (mm)	$k = 3$ meses		$k = 6$ meses		$k = 12$ meses		ETP^i (mm)	$k = 3$ meses		$k = 6$ meses		$k = 12$ meses			
			RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS		RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS	RDI_{st}	TS		
1965	3010.6	1248.6	0.755	-	0.616	-	0.606	-	1293.6	0.692	-	0.517	-	0.522	-		
1966	2627.7	1228.8	-	SE	0.106	SL	0.123	-	1272.7	-	SE	-0.214	SL	0.009	-		
1967	2912.1	1280.6	0.640	-	0.446	-	0.370	-	1290.1	0.600	-	0.501	-	0.391	-		
1968	2302.7	1268.2	0.410	-	0.288	SL	0.536	SL	1289.1	0.348	-	-0.345	SL	-	0.612	SL	
1969	3532.0	1285.4	1.448	-	1.102	-	1.133	-	1301.0	1.504	-	1.172	-	1.182	-		

1970	2961.0	1244.1	0.227	-	0.779	-	0.554	-	1273.4	0.189	-	0.758	-	0.518	-
1971	3330.5	1301.2	0.749	-	0.945	-	0.847	-	1300.9	0.730	-	0.951	-	0.931	-
1972	3202.0	1238.5	0.072	-	0.771	-	0.888	-	1292.6	0.011	SL	0.639	-	0.789	-
1973	3166.0	1215.6	0.276	-	1.054	-	0.917	-	1290.1	0.121	-	0.911	-	0.749	-
1974	3044.9	1247.6	0.865	-	0.710	-	0.655	-	1290.9	0.754	-	0.579	-	0.579	-
1975	3474.5	1294.7	1.304	-	1.183	-	1.038	-	1294.0	1.510	-	1.377	-	1.135	-
1976	3297.2	1167.0	1.073	-	1.014	-	1.245	-	1263.1	0.948	-	0.828	-	1.014	-
1977	1787.2	1255.0	-1.913	SS	-1.601	SS	-1.516	SS	1285.5	-2.008	SE	-1.656	SS	-1.686	SS
1978	3276.6	1234.0	0.781	-	0.909	-	0.995	-	1287.7	0.761	-	0.886	-	0.904	-
1979	2364.1	1326.2	-0.111	SL	-0.692	SL	-0.611	SL	1297.6	-0.025	SL	-0.622	SL	-0.527	SL
1980	1896.6	1363.4	-0.617	SL	-1.790	SS	-1.610	SS	1314.2	-0.444	SL	-14.704	SS	-1.527	SS
1981	3351.7	1307.4	0.183	-	0.627	-	0.853	-	1304.6	0.249	-	0.713	-	0.946	-
1982	1951.0	1345.8	-1.812	SS	-1.770	SS	-1.444	S M	1310.0	-1.667	SS	-1.752	SS	-1.392	S M
1983	3728.5	1320.8	1.790	-	1.391	-	1.242	-	1296.7	1.909	-	1.561	-	1.428	-
1984	3758.7	1257.0	1.473	-	1.720	-	1.474	-	1287.5	1.400	-	1.718	-	1.493	-
1985	2720.6	1296.9	-0.449	SL	-0.179	SL	0.045	-	1294.7	-0.482	SL	-0.222	SL	0.084	-
1986	2552.2	1284.9	-1.433	S M	-0.244	SL	-0.175	SL	1299.3	-1.449	S M	-0.299	SL	-0.205	SL
1987	2388.8	1257.9	0.319	-	0.076	SL	-0.356	SL	1272.9	0.310	-	-0.097	SL	-0.401	SL
1988	2815.8	1253.0	-0.167	SL	0.227	-	0.323	-	1288.9	-0.198	SL	0.123	-	0.251	-

1989	2713.6	1333.0	-0.386	SL	-0.850	SL	-0.076	SL	1303.6	-0.423	SL	-0.859	SL	0.044	-
1990	2639.0	1285.6	0.290	-	-0.231	SL	-0.042	SL	1302.9	0.232	-	-0.291	SL	-0.074	SL
1991	3597.0	1256.3	0.853	-	1.196	-	1.299	-	1301.9	0.779	-	1.194	-	1.257	-
1992	3175.5	1191.0	0.320	-	0.585	-	1.012	-	1279.9	0.236	-	0.451	-	0.796	-
1993	3481.9	1240.3	0.557	-	1.010	-	1.219	-	1296.0	0.477	-	0.922	-	1.137	-
1994	2532.3	1271.3	0.333	-	0.029	-	0.164	SL	1305.9	0.351	-	-0.019	SL	-0.260	SL
1995	2617.0	1292.1	0.362	-	0.002	-	0.096	SL	1313.3	0.356	-	0.009	-	-0.143	SL
1996	1918.0	1305.1	-0.695	SL	-1.086	S M	-1.389	S M	1304.4	-0.713	SL	-1.107	S M	-1.446	S M
1997	1999.5	1273.9	-2.126	SE	-1.269	S M	-1.123	S M	1302.9	-2.156	SE	-1.344	S M	-1.263	S M
1998	2819.5	1314.2	0.567	-	0.155	-	0.136	-	1326.8	0.572	-	0.201	-	0.132	-
1999	2576.1	1312.0	0.729	-	0.188	-	0.221	SL	1313.4	0.710	-	0.198	-	-0.211	SL
2000	1974.6	1307.4	-1.860	SS	-1.214	S M	-1.279	S M	1317.6	-1.898	SS	-1.309	S M	-1.365	S M
2001	2751.0	1293.4	-0.158	SL	-0.053	SL	0.101	-	1313.9	-0.161	SL	-0.059	SL	0.069	-
2002	1880.7	1314.4	-0.902	SL	-1.040	S M	-1.497	S M	1309.7	-0.888	SL	-0.996	SL	-1.548	SS
2003	2686.6	1294.2	0.557	-	0.204	-	0.003	-	1305.0	0.448	-	0.187	-	-0.004	SL
2004	2155.8	1283.1	-0.754	SL	-0.967	SL	-0.849	SL	1301.5	-0.761	SL	-1.041	S M	-0.936	SL
2005	2517.9	1332.2	-0.601	SL	-0.152	SL	-0.375	SL	1316.0	-0.507	SL	-0.076	SL	-0.318	SL
2006	1654.4	1379.0	-1.443	S M	-2.448	SE	-2.206	SE	1322.8	-1.378	S M	-2.422	SE	-2.140	SE
2007	2948.9	1311.1	0.420	-	0.410	-	0.326	-	1305.6	0.486	-	0.499	-	0.394	-

2008	3475.2	1332.7	0.943	-	1.143	-	0.922	-	1310.1	0.940	-	1.247	-	1.083	-
2009	2239.0	1393.9	0.892	SL	0.887	SL	1.030	SM	1325.3	0.714	SL	-0.688	SL	0.851	SL
2010	2880.7	1340.4	0.710	-	0.016	SL	0.143	-	1302.2	0.805	-	0.102	-	0.304	-
2011	1554.5	1387.8	1.169	SM	2.122	SE	2.483	SE	1313.4	1.107	SM	-2.045	SE	2.376	SE
2012	2202.8	1376.5	0.193	SL	0.987	SL	1.046	SM	1315.2	0.108	SL	-0.905	SL	0.888	SL
2013	3764.8	1327.5	1.333	-	1.186	-	1.260	-	1304.0	1.410	-	1.297	-	1.446	-
2014	3100.4	1356.1	0.452	SL	0.464	-	0.392	-	1311.7	0.418	SL	0.530	-	0.588	-

En la Tabla 3 y Tabla 4 se exponen todos los resultados de la estación Villa de Arriaga, la cual presenta mayor variabilidad, pues su precipitación y temperatura media anuales fluctúan de 75.8 a 1 028.5 mm y de 13.7 a 21.5 °C. En la Tabla 5 se expone una parte de los resultados correspondientes a la estación Xilitla, la de menor dispersión, como se observa en sus siguientes intervalos de fluctuación de precipitación y temperatura media anuales: de 1 554.5 a 3 764.8 mm y de 21.2 a 23.9 °C.

En la Tabla 3, Tabla 4 y Tabla 5 se emplea la simbología siguiente para la severidad o tipos de sequía meteorológica: sequías ligeras (SL), sequías moderadas (SM), sequías severas (SS) y sequías extremas (SE).

Los resultados numéricos del RDI_{st} mostrados en las Tablas 3 a 5 permiten una inspección y comparación puntual o detallada de sus valores anuales, observándose una similitud notable tanto en sus valores anuales como en los tipos de sequías meteorológicas que definen, independientemente del método de estimación de la *ETP*. Lo anterior será ratificado de manera numérica en la Tabla 6 y Tabla 7; en la Figura 2 se pueden observar los resultados de la Tabla 3, relativos a la estación Villa de Arriaga con $k = 12$ meses.

Tabla 6. Evaluación de contrastes a través del *ECM* y del *ESM* entre la *ETP* y el RDI_{st} anuales de la fórmula de Penman-Monteith, así como sus respectivos valores estimados con los tres métodos empíricos citados en las tres estaciones climatológicas indicadas del estado de San Luis Potosí, México (entre paréntesis, los valores mínimos de cada contraste).

Concepto	Estación: Villa de Arriaga			Estación: Río Verde			Estación: Xilitla		
	$k = 3$	$k = 6$	$k = 12$	$k = 3$	$k = 6$	$k = 12$	$k = 3$	$k = 6$	$k = 12$

<i>ECM de la ETP anual de Thornthwaite</i>	-	-	668.3	-	-	346.4	-	-	110.8
<i>ECM de la ETP anual de Turc</i>	-	-	166.8	-	-	94.2	-	-	(39.1)
<i>ECM de la ETP anual de Hargreaves-Samani</i>	-	-	(89.1)	-	-	(24.5)	-	-	103.1
<i>ESM de la ETP anual de Thornthwaite</i>	-	-	662.8	-	-	344.8	-	-	104.8
<i>ESM de la ETP anual de Turc</i>	-	-	154.7	-	-	91.3	-	-	(-7.8)
<i>ESM de la ETP anual de Hargreaves-Samani</i>	-	-	(74.9)	-	-	(-15.5)	-	-	-97.5
<i>ECM de los RDI_{st} anuales de Thornthwaite</i>	0.165	0.210	0.136	0.072	0.100	0.097	0.086	0.117	0.112
<i>ECM de los RDI_{st} anuales de Turc</i>	0.062	0.080	0.062	0.035	0.044	0.046	0.082	0.089	0.108
<i>ECM de los RDI_{st} anuales de Hargreaves-Samani</i>	(0.050)	(0.062)	(0.050)	(0.029)	(0.036)	(0.039)	(0.070)	(0.076)	(0.098)
<i>ESM de los RDI_{st} anuales de Thornthwaite</i>	(-0.263·10 ⁻⁷)	3.104·10 ⁻⁷	(-0.157·10 ⁻⁷)	0.464·10 ⁻⁷	(-0.072·10 ⁻⁷)	2.390·10 ⁻⁷	(-1.571·10 ⁻⁷)	10.82·10 ⁻⁷	-3.034·10 ⁻⁷
<i>ESM de los RDI_{st} anuales de Turc</i>	-1.468·10 ⁻⁷	2.525·10 ⁻⁷	-1.338·10 ⁻⁷	3.024·10 ⁻⁷	1.352·10 ⁻⁷	4.136·10 ⁻⁷	4.908·10 ⁻⁷	-3.648·10 ⁻⁷	(-2.730·10 ⁻⁷)
<i>ESM de los RDI_{st} anuales de Hargreaves-Samani</i>	-0.461·10 ⁻⁷	(-1.091·10 ⁻⁷)	1.343·10 ⁻⁷	(-0.248·10 ⁻⁷)	-5.061·10 ⁻⁷	(-1.209·10 ⁻⁷)	8.440·10 ⁻⁷	(-0.071·10 ⁻⁷)	-4.518·10 ⁻⁷

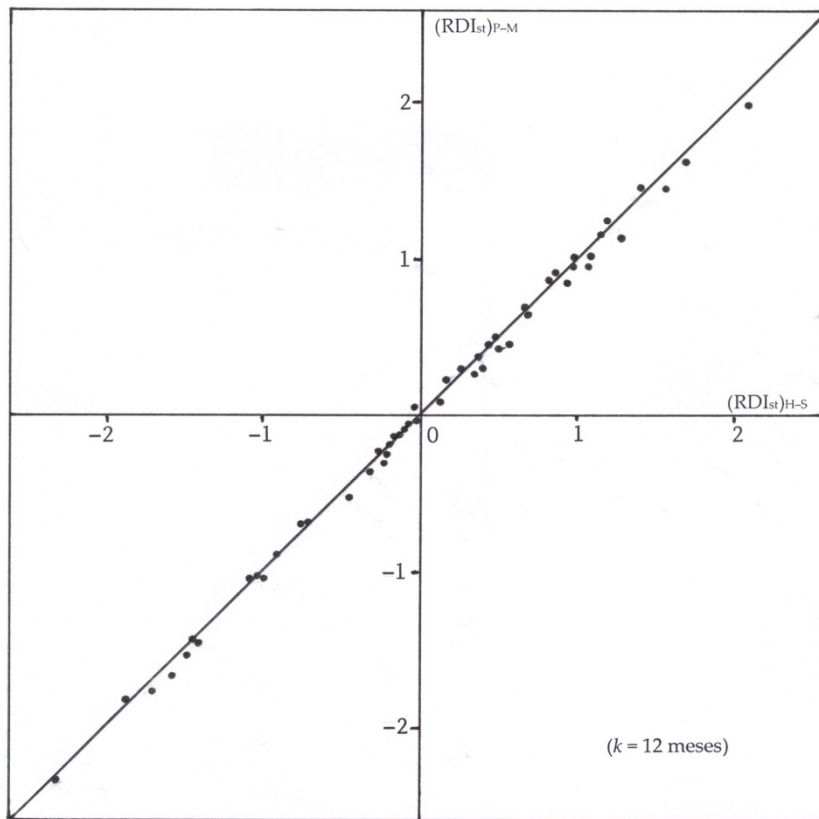


Figura 2. Comparación de los 53 valores del RDI_{st} calculados con la ETP de Penman-Monteith (ordenadas) y de Hargreaves-Samani (abscisas), en la estación climatológica Villa de Arriaga, San Luis Potosí.

Resultados del *ECM* y *ESM*

En la Tabla 6 se han concentrado los valores numéricos del *ECM* y del *ESM*. El contraste anual de las estimaciones de la ETP indica que en los climas semiárido y templado-seco, el método de Thornthwaite es el que menos se aproxima a los resultados de la fórmula de Penman-Monteith, y el de Hargreaves-Samani es el más exacto. En el clima cálido-húmedo, los dos métodos anteriores se aproximan de manera casi igual, y el de Turc es el más exacto. El signo menos del *ESM* de los métodos de Turc y Hargreaves-Samani (última columna de la Tabla 6) indica que estos criterios sobreestiman la ETP con respecto a la de referencia. Los resultados anteriores definieron la manera en que se presentan los resultados de RDI_{st} en la Tabla 3, Tabla 4 y Tabla 5.

El *ECM* relativo a los valores anuales del RDI_{st} , en las tres duraciones analizadas, resultó mayor con el método de Thornthwaite y de orden de magnitud similar con los otros dos criterios, pero siempre condujo a un valor menor, en los tres climas estudiados, el método de Hargreaves-Samani. Con respecto a los valores del *ESM* obtenidos, en general son bajos, del mismo orden de magnitud y ratifican los resultados del *ECM*, variando su signo según el método de estimación de la *ETP* y la duración k .

Severidad de las sequías meteorológicas (SMET)

En la Tabla 7 se exponen las estimaciones relativas al número obtenido de cada tipo de SMET en cada una de las tres duraciones (k) y estaciones climatológicas procesadas. De manera general, para la duración de tres meses es donde se tienen las mayores dispersiones en el número de SMET, que en teoría debe ser igual a la mitad del número de años de registro (NA), valor que se indica para cada estación climatológica. Los porcentajes citados en la Tabla 7 se calcularon con el número encontrado de SMET, por ello suman 100%.

Se observa que con el método de Thornthwaite se encuentran los porcentajes de cada tipo de SMET, que son más disímiles de los obtenidos con la *ETP* de referencia. Esto ocurre en las tres estaciones climatológicas, pero es más acusado en Río Verde.

Se puede indicar que los porcentajes de cada SMET que definen los métodos de Turc y de Hargreaves-Samani son bastante similares a los obtenidos con la fórmula de Penman-Monteith. Lo anterior ratifica los resultados de la Tabla 6.

Los valores numéricos de la Tabla 6 y Tabla 7 permiten concluir que no se tiene influencia significativa en los valores anuales de RDI_{st} ni en los porcentajes de cada tipo de SMET que ellos definen, cuando se aplica el método de Hargreaves-Samani, en cualquiera de las tres estaciones climatológicas procesadas. El método de Thornthwaite resulta aplicable exclusivamente en el clima cálido-húmedo de la estación climatológica Xilitla.

Conclusiones

Los resultados de la aplicación del RDI_{st} en las tres estaciones climatológicas procesadas del estado de San Luis Potosí, pertenecientes a climas diferentes, indican que no existe influencia significativa en los valores anuales del RDI_{st} o

en sus porcentajes de cada tipo de sequía meteorológica que detectan cuando se emplean los métodos empíricos de Hargreaves-Samani y de Turc en la estimación de evapotranspiración potencial (*ETP*) mensual, en comparación con los resultados de la fórmula de Penman-Monteith tomada como referencia.

Lo anterior permite establecer al RDI_{st} como un índice de sequías meteorológicas robusto, prácticamente no dependiente del método de estimación de la *ETP*.

El cálculo numérico de la *ETP*, según la fórmula de Penman-Monteith y el método de Hargreaves-Samani, tiene una diferencia notable en complejidad, y por ello el resultado de la Tabla 6, la cual indica que el *ECM* es el menor en los tres climas estudiados, tal criterio empírico es sumamente importante por su trascendencia práctica.

Apéndice 1: fórmula de Penman-Monteith

Ecuaciones teórica y operativa

Penman, en 1948, fue el primero en obtener una ecuación que combina la energía requerida para sostener la evaporación y una descripción empírica del mecanismo de difusión por el cual la energía es removida de la superficie de evaporación, como vapor de agua (Shuttleworth, 1993). La fórmula de Penman originó un nuevo criterio de estimación de evaporación, denominado *Método de Combinación*. Varios investigadores modificaron la fórmula de Penman para tomar en cuenta los efectos de la evolución de las condiciones aerodinámicas con el crecimiento del cultivo, lo anterior a través de los factores de resistencia. Se distingue la resistencia de superficie (r_s) que se ofrece al flujo de vapor de agua, en los estomas de las hojas, en la superficie del suelo y la resistencia aerodinámica (r_a) que se debe a la fricción del flujo de aire sobre la superficie vegetal. Aunque los procesos de intercambio en la capa de vegetación son mucho más complejos, las mediciones y cálculos del flujo de calor latente λET han mostrado correlación alta, al menos para una superficie de pasto uniforme. Con tales modificaciones se llegó a la fórmula de Penman-Monteith teórica (Allen *et al.*, 1998):

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a \cdot c_p (e_s - e) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \quad (A.1)$$

en la cual, λET es la velocidad de evapotranspiración en megajoule por m² y por día (MJ/m²/d); Δ , la pendiente en un punto de la curva de vapor de saturación contra la temperatura en kilopascal por °C (kPa/°C); R_n , la radiación solar neta en MJ/m²/d; G , el flujo de calor desde el suelo en MJ/m²/d; ρ_a , la densidad media del aire a presión constante en kg/m³; c_p , el calor específico del aire a presión constante en MJ/kg/°C; $(e_s - e)$, el déficit de presión de vapor del aire en kPa; r_a , la resistencia aerodinámica en s/m; γ , la constante psicrométrica en kPa/°C, y r_s es la resistencia de superficie en s/m.

Al considerar una superficie hipotética de cultivo con 12 cm de altura, con una resistencia de superficie fija de 70 s/m, un albedo de 0.23, en crecimiento activo, que sombrea completamente al suelo y que no le falta agua, se obtiene la siguiente fórmula operativa de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998):

$$ET_o = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot [900 / (T_t + 273)] \cdot u_2 \cdot (e_s - e)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0.34 \cdot u_2)} \quad (\text{A.2})$$

en donde ET_o es la evapotranspiración de referencia en milímetros por día (mm/d) y los dos nuevos términos son los siguientes: T_t es la temperatura media del aire a dos metros de altura en °C y u_2 es la velocidad media del viento a dos metros de altura en m/s. El valor de $r_s = 70$ s/m corresponde a una superficie del suelo moderadamente seca, resultante de una frecuencia semanal de riego.

Para el paso de la ecuación (A.1) a la (A.2), se toma en cuenta que una lámina de agua en mm/d se puede expresar en términos de la energía recibida por unidad de área. Tal energía se refiere al calor necesario para evaporar tal espesor de agua y se conoce como *calor latente de evaporación* (λ), es una función de la temperatura del agua (T_a) y se calcula con la siguiente ecuación en MJ/kg (Allen *et al.*, 1998):

$$\lambda = 2.501 - 0.002361 \cdot T_a \quad (\text{A.3})$$

Como el valor de λ no cambia mucho con T_a , se utiliza $T_a = 20$ °C y entonces λ es cerca de 2.45 MJ/kg, es decir, se requieren 2.45 MJ para evaporar un kilogramo de agua o un litro; entonces, una lámina de un mm de agua es equivalente a 2.45 MJ/m², ya que 1 mm por m² es un decímetro cúbico, es decir, un litro. El primer coeficiente numérico de la ecuación (A.2) convierte la radiación expresada en MJ/m²/d a evaporación en mm/d y equivale al valor inverso de λ ($1/\lambda = 0.408$).

La ecuación (A.2) se puede aplicar en intervalos de un día, 10 días, un mes o incluso la duración total de crecimiento del cultivo o un año. Para obtener ET_o en mm/h se cambia el numerador del paréntesis rectangular a 37 y todas las variables son por hora no por día. Con propósitos de verificación de sus resultados, se indica que en las regiones tropicales húmedas con temperatura

media (Tt) moderada (≈ 20 °C) ET_o varía de 3 a 5 mm/d y con Tt caliente (> 30 °C) oscila de 5 a 7 mm/d; aumentado estos intervalos una unidad en las zonas áridas (Allen *et al.*, 1998). En México, ya se han realizado aplicaciones de la ecuación (A.2) por González-Camacho, Cervantes-Osornio, Ojeda-Bustamante, y López-Cruz (2008), y Chávez-Ramírez *et al.* (2013).

Estimación de los parámetros Δ y γ

Todas las expresiones que se presentan a continuación proceden de Allen *et al.* (1998) y se orientan a estimar la evapotranspiración potencial (ETP_j^i) del mes j de cada año i , que es requerida en la aplicación de la ecuación (1). La pendiente (Δ en kPa/°C) en la curva de presión de vapor de saturación en un punto relativo a la temperatura media del aire (Tt) en °C se calcula con la expresión:

$$\Delta_j^i = \frac{4\,089 \cdot \left[0.6108 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot Tt_j^i}{Tt_j^i + 237.3}\right) \right]}{(Tt_j^i + 237.3)^2} \quad (\text{A.4})$$

La constante psicrométrica (γ en kPa/°C) se determina con la expresión siguiente:

$$\gamma_j^i = \frac{c_p \cdot P}{\varepsilon \cdot \lambda_j^i} = \frac{1.62862 \cdot 10^{-3} \cdot P}{\lambda_j^i} \quad (\text{A.5})$$

en donde $c_p = 1.013 \cdot 10^{-3}$ MJ/kg/°C y $\varepsilon = 0.622$ es el cociente del peso molecular del vapor de agua al del aire; λ se estima con la ecuación (A.3) para el valor de Tt_j^i en °C, y P es la presión atmosférica del lugar en kPa; se estima con la ecuación:

$$P = 101.3 \cdot \left(\frac{293 - 0.0065 \cdot z}{293} \right)^{5.26} \quad (\text{A.6})$$

donde z es la altitud en metros sobre el nivel del mar.

Estimación de las radiaciones R_n y G

La radiación neta (Rn) equivale a la diferencia entre la radiación solar neta de onda corta incidente (Rns) y la radiación solar neta de onda larga que se emite o libera (Rnl), es decir:

$$Rn = Rns - Rnl \text{ (A.7)}$$

La Rns es la diferencia entre la radiación solar incidente (Rs) y la reflejada, por lo cual se estima con la expresión:

$$Rnsj = (1 - \alpha) \cdot Rsj \text{ (A.8)}$$

en donde α es el albedo o coeficiente de reflexión de la cubierta vegetal, adimensional. Un valor de 0.23 se adopta para el cultivo hipotético del pasto de referencia. Rs_j se debe expresar en MJ/m²/d, por lo cual los valores promedio mensual en cal/cm²/d leídos en los mapas propuestos por Almanza y López (1975), o bien por Hernández *et al.* (1991) se deben multiplicar por 0.041868 para obtener MJ/m²/d.

La velocidad de emisión de energía de onda larga es proporcional a la temperatura absoluta de la superficie elevada a la cuarta potencia; relación que se conoce como Ley de Stefan-Boltzmann. Como el vapor de agua, las nubes, el dióxido de carbono y el polvo absorben y emiten radiación de onda larga, su balance o flujo neto que deja la superficie terrestre se estima corrigiendo la ley de Stefan-Boltzmann por la humedad relativa y la nubosidad, según la ecuación siguiente:

$$Rnl_j^i = \sigma (Tt_j^i)^4 \cdot \left(0.34 - 0.14 \sqrt{e_j^i}\right) \cdot \left[1.35 \cdot \left(\frac{Rs_j}{Rso_j}\right) - 0.35\right] \text{ (A.9)}$$

en la cual, $\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9}$ MJ/K⁴/m²/d es la constante de Stefan-Boltzmann; Tt_j^i , la temperatura media del mes en grados Kelvin, igual a los grados centígrados (°C) más 273.16; e_j^i , la presión parcial de vapor actual en kPa, y Rso es la radiación solar en días despejados o sin nubosidad en MJ/m²/d; se estima con la expresión:

$$Rso = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} \cdot z) \cdot Rej \text{ (A.10)}$$

en donde z nuevamente es la altitud del lugar y Re_j es la llamada radiación extraterrestre en MJ/m²/d. El cociente Rs/Rso debe ser menor que la unidad. Las estimaciones de e_j^i , de Re_j y de los dos términos faltantes (e_s y u_2) de la ecuación (A.2) se detallan en el Apéndice 2.

Al tomar en cuenta que el flujo de calor desde el suelo (G) es reducido en comparación con Rn , se emplea una expresión muy simple para su estimación, la cual acepta que la temperatura del suelo es semejante a la del aire:

$$G = c_s \frac{Tt_j + Tt_{j-1}}{\Delta d} \Delta z \quad (\text{A.11})$$

donde $c_s = 2.10$ MJ/m³/°C es la capacidad calórica del suelo; Δd es el intervalo en días, y Δz es la profundidad afectada del suelo; para lapsos de un mes o mayores se considera igual a dos metros. Con base en tales valores numéricos, la ecuación (A.11) del primer mes, subsiguientes y último son las siguientes:

$$G_{j=1} = 0.14 \cdot (Tt_{j+1} - Tt_j) \quad (\text{A.12})$$

$$G_j = 0.07 \cdot (Tt_{j+1} - Tt_{j-1}) \quad (\text{A.13})$$

$$G_{j=12NA} = 0.14 \cdot (Tt_j - Tt_{j-1}) \quad (\text{A.14})$$

En la ecuación (A.14), NA es el número años del registro climático procesado.

Apéndice 2: estimaciones climáticas complementarias

Radiación extraterrestre

Re_j es la radiación solar en el tope de la atmósfera en cal/cm²/d; está tabulada de forma mensual, y es función de la latitud del lugar (φ) en grados. Para evitar la interpolación de Re_j se desarrollaron 12 polinomios de Newton de tercer grado, cuya fórmula es aplicable a latitudes de 10 a 40 grados norte (Campos-Aranda, 2005a):

$$Re_j = b_0 + b_1(\varphi - 10) + b_2(\varphi - 10)(\varphi - 20) + b_3(\varphi - 10)(\varphi - 20)(\varphi - 30) \quad (\text{A.15})$$

Los coeficientes b_i se tienen en la tabulación siguiente:

Mes	b_0	b_1	b_2	b_3	Mes	b_0	b_1	b_2	b_3
Ene	760	-12	-0.075	1/600	JUL	880	5	-0.100	-1/1200
Feb	820	-9	-0.100	1/1200	AGO	890	2	-0.125	-1/1200
Mar	875	-5	-0.125	1/1200	SEP	880	-2.5	-0.150	1/1200
Abr	895	0	-0.125	-1/1200	OCT	840	-8	-0.075	-1/1200
May	890	4	-0.100	-1/400	NOV	780	-11.5	-0.025	-1/300
Jun	875	6	-0.100	-1/600	DIC	740	-12.5	-0.075	1/1200

Los valores estimados de Re_j con la ecuación (A.15) se deben multiplicar por 0.041868 para obtenerlos en MJ/m²/d.

Presión parcial de vapor

Para estimar e_j^i de la expresión (A.9), se debe recordar que el aire entre más caliente puede contener mayor cantidad de vapor de agua, cuyo máximo es la presión parcial de vapor de saturación (e_s) en kilo Pascales (kPa), la cual es función de la temperatura y se estima con la expresión siguiente:

$$e_{sj}^i = 0.6108 \cdot \exp \left[\frac{17.27 \cdot Tt_j^i}{(Tt_j^i + 237.3)} \right] \quad (\text{A.16})$$

Cuando existe menos cantidad de vapor de agua que el máximo, tal presión parcial de vapor de agua se designa por e y entonces la humedad relativa (HR) en porcentaje es:

$$HR = \frac{e}{e_s} 100 \quad (\text{A.17})$$

Si el aire conteniendo una cantidad de vapor de agua igual a e se va enfriando, se llega a un punto en que e se convierte en e_s y esa temperatura se denomina

de *punto de rocío* (t^*), misma que se estima con la ecuación (A.16), despejándola; la cual conduce a:

$$t^*{}_j = \frac{237.3 \cdot [\ln(e^i_j / 0.6108)]}{17.27 - [\ln(e^i_j / 0.6108)]} \quad (\text{A.18})$$

Habiendo observado que t^* es muy próxima a la temperatura promedio mensual de mínimas (t^i_j), se ha establecido una manera simple de estimar el valor de e^i_j . Lo anterior fue verificado hace casi tres décadas por Arteaga-Ramírez (1989), y recientemente por Cervantes-Osornio, Arteaga-Ramírez, Vázquez-Peña, Ojeda-Bustamante y Quevedo-Nolasco (2013).

En la Tabla A1 se han concentrado los datos promedio mensuales de humedad relativa (ecuación (A.17)), presión parcial de vapor (e) y temperatura mínima (t) de cinco observatorios meteorológicos (SARH, 1982), circundantes a las tres estaciones climatológicas que serán procesadas. Con base en la ecuación (A.18), usando 6.108 en lugar de 0.6108, ya que e está en mbar, se obtuvieron las temperaturas de punto de rocío (t^*) correspondientes. Después se calcularon las diferencias entre t y t^* para realizar su inspección y establecer las correcciones al valor de t , pues en teoría tales diferencias deberían ser cercanas a cero.

Tabla A1. Valores promedio mensuales de varios elementos climáticos en los cinco observatorios meteorológicos indicados. *Precipitación media anual.

Descripción	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Observatorio meteorológico: Saltillo (Coah.); PMA* = 269.4 mm													
Humedad relativa (%)	62	59	54	54	58	62	65	68	72	70	64	62	62
Tensión de vapor (mbar)	9.1	9.6	9.0	13.0	15.6	17.9	17.6	17.5	16.6	13.9	11.5	9.1	13.3
Punto de rocío (t^* °C)	5.6	6.4	5.4	10.9	13.6	15.8	15.5	15.4	14.6	11.9	9.0	5.6	11.2
Temp. mínima (t °C)	5.2	6.8	8.7	12.7	14.7	16.4	16.5	16.2	14.5	11.6	8.0	6.3	11.4
Diferencias $t - t^*$ (°C)	-0.4	0.4	3.3	1.8	1.1	0.6	1.0	0.8	-0.1	-0.3	-1.0	0.7	0.2
Observatorio meteorológico: San Luis Potosí (SLP). PMA = 315.4 mm													
Humedad relativa (%)	51	43	39	37	47	56	60	61	65	63	57	56	52
Tensión de vapor (mbar)	7.5	6.8	7.3	7.9	11.3	13.4	13.8	13.3	13.8	12.0	9.6	8.3	10.4
Punto de rocío (t^* °C)	2.9	1.5	2.5	3.6	8.8	11.3	11.8	11.2	11.8	9.7	6.4	4.3	7.5
Temp. mínima (t °C)	6.2	7.4	9.9	11.9	13.4	14.2	13.5	13.5	13.2	10.7	8.1	6.5	10.7

Diferencias $t - t^*$ (°C)	3.3	5.9	7.4	8.3	4.6	2.9	1.7	2.3	1.4	1.0	1.7	2.2	3.2
Observatorio meteorológico: Río Verde (SLP). <i>PMA</i> = 484.9 mm													
Humedad relativa (%)	73	70	64	64	66	69	73	72	77	76	76	75	71
Tensión de vapor (mbar)	12.8	13.6	14.8	17.2	19.7	21.3	20.9	21.4	20.9	18.4	15.6	13.7	17.5
Punto de rocío (t^* °C)	10.6	11.5	12.8	15.1	17.3	18.5	18.2	18.6	18.2	16.2	13.6	11.6	15.4
Temp. mínima (t °C)	9.2	10.8	12.9	16.0	17.9	19.0	18.2	18.3	17.3	15.0	12.2	9.6	14.7
Diferencias $t - t^*$ (°C)	-1.4	-0.7	0.1	0.9	0.6	0.5	0.0	-0.3	-0.9	-1.2	-1.4	-2.0	-0.7
Observatorio meteorológico: Aguascalientes (Ags.). <i>PMA</i> = 537.2 mm													
Humedad relativa (%)	57	52	46	43	46	59	65	67	69	64	59	61	57
Tensión de vapor (mbar)	8.8	8.9	9.4	10.1	12.2	14.8	15.3	15.6	15.2	13.0	10.5	9.6	11.9
Punto de rocío (t^* °C)	5.1	5.3	6.1	7.1	9.9	12.8	13.3	13.6	13.2	10.9	7.7	6.4	9.5
Temp. mínima (t °C)	4.6	6.1	8.2	11.0	13.4	14.8	14.1	13.9	13.3	10.6	7.2	5.5	10.2
Diferencias $t - t^*$ (°C)	-0.5	0.8	2.1	3.9	3.5	2.0	0.8	0.3	0.1	-0.3	-0.5	-0.9	0.7
Observatorio meteorológico: Tampico (Tam.). <i>PMA</i> = 985.9 mm													
Humedad relativa (%)	81	81	80	82	81	82	80	80	81	79	79	80	80
Tensión de vapor (mbar)	17.7	19.3	21.1	25.5	28.5	30.5	30.3	30.4	29.7	25.9	21.5	18.9	24.9
Punto de rocío (t^* °C)	15.6	16.9	18.4	21.4	23.2	24.4	24.3	24.3	23.9	21.7	18.7	16.6	21.0
Temp. mínima (t °C)	14.1	15.7	17.6	20.8	22.9	23.9	23.8	24.1	23.1	21.2	18.3	15.7	20.1
Diferencias $t - t^*$ (°C)	-1.5	-1.2	-0.8	-0.6	-0.3	-0.5	-0.5	-0.2	-0.8	-0.5	-0.4	-0.9	-0.9

Para la estación Villa de Arriaga se combinan las correcciones en °C sugeridas en Saltillo (de septiembre a febrero con cero, y de marzo a agosto con -1.00) y Aguascalientes (de julio a febrero con cero, y de marzo a junio con -2.00), proponiéndose lo siguiente: septiembre a febrero con cero y marzo a agosto con -1.50. No se utilizan los datos del observatorio de San Luis Potosí, por no considerarse confiables. En el observatorio de Río Verde, las correcciones recomendadas son de marzo a agosto cero y de septiembre a febrero con +1.20. Por último, en la estación Xilitla se aplicará la corrección sugerida para el observatorio de Tampico, que es sumar en todos los meses 0.60 °C.

Velocidad media del viento

Por último, con respecto a la estimación de la *velocidad media del viento* (v) a utilizar en la ecuación (A.2), la FAO ha establecido cuatro valores según el tipo de vientos que ocurren en la región: (1) débil, de 0.50 a 1.0 m/s; (2) moderado, de 1 a 3 m/s; (3) severo, de 3 a 5 m/s, y (4) fuerte ≥ 5 m/s. También señala que la velocidad promedio a 2 m de altura en más de 2 000 estaciones meteorológicas del mundo es de 2 m/s.

Campos-Aranda (2005b) procesó datos de velocidad media del viento (m/s) mensual en 31 observatorios meteorológicos que cuentan con tales datos, en amplitudes de registro que variaron de 8 a 20 años. Encuentra que la moda de 2.05 m/s verifica el valor medio mundial observado y obtiene una mediana muestral y poblacional del orden de 2.3 m/s; recomendado tal valor como promedio mensual.

Radiación solar con datos de temperatura

Cuando no se disponga de los mapas de Rs_j de Almanza y López (1975) o de Hernández *et al.* (1991), o bien no se quiera emplear valores promedio mensuales, se puede realizar una estimación con base en la diferencia mensual entre las temperaturas máxima (T) y mínima (t) del aire, ya que tal diferencia está relacionada con el grado de nubosidad de la localidad. En general, en los días despejados o sin nubosidad se generan altas temperaturas durante el día y bajas por la noche debido a que no se absorbe ni se regresa la radiación de onda larga. Lo contrario ocurre en días nubosos. La ecuación empírica operativa es (Allen *et al.*, 1998):

$$Rs_j^i = ka \cdot Re_j \sqrt{T_j^i - t_j^i} \quad (\text{A.19})$$

en la cual Rs_j^i es la radiación solar en MJ/m²/d; ka , un factor de ajuste que varía de 0.16 a 0.19 con unidades 1/°C, y Re_j es la radiación extraterrestre en MJ/m²/d. El valor de $ka = 0.16$ se emplea en localidades del interior, donde las masas de aire no son influenciadas por el mar y el de $ka = 0.19$ se utiliza en zonas costeras donde sí hay tal afectación. Allen *et al.* (1998) también indican cómo se pueden transportar a la localidad en estudio datos de Rs_j^i de una estación meteorológica cercana.

Apéndice 3: criterios empíricos de estimación de la *ETP*

Método de Thornthwaite

Estima la evapotranspiración potencial (ETP_j^i) del mes j del año i en función exclusivamente de la temperatura media (Tt_j^i) en °C y de la latitud del lugar (LAT) en grados, su ecuación es (Mather, 1977; Campos-Aranda, 2005a; Xu, Singh, Chen, & Chen, 2008):

$$ETP_j^i = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot Tt_j^i}{IC_i} \right)^\alpha \cdot FC_j \quad (\text{A.20})$$

en la cual IC_i es un índice de calor anual, igual a la suma de los 12 mensuales, que son:

$$iC_j = \left(\frac{Tt_j^i}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{A.21})$$

El exponente α es función del IC_i , con la siguiente ecuación empírica:

$$\alpha = 0.4924 + 1.792 \cdot 10^{-2} \cdot IC_i - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot IC_i^2 + 6.75 \cdot 10^{-7} \cdot IC_i^3 \quad (\text{A.22})$$

Por último, FC_j es un factor correctivo promedio mensual función de la latitud del lugar y del número de días del mes (ndm); su fórmula es:

$$FC_j = \left(\frac{N}{12} \right) \cdot \left(\frac{ndm}{30} \right) \quad (\text{A.23})$$

donde N es el soleamiento máximo o número máximo de horas con sol promedio mensuales. Para su estimación en la república mexicana, Campos-Aranda (2005a) propuso la siguiente expresión empírica:

$$N = A + B [\text{sen}(30 nm + 83.5)] \quad (\text{A.24})$$

donde nm es el número de mes, con 1 para enero y 12 para diciembre; A y B son constantes función de la latitud del lugar (LAT) en grados, con las expresiones siguientes:

$$A = 12.09086 + 0.00266 \cdot \text{LAT} \quad (\text{A.25})$$

$$B = 0.2194 - 0.06988 \cdot \text{LAT} \quad (\text{A.26})$$

Método de Turc

A inicios de la década de 1960, Turc propuso la ecuación siguiente para estimar la ETP_j^i mensual y de 10 días, la cual es función de la temperatura media mensual Tt_j^i , de la radiación solar incidente Rs_j expresada en $\text{cal}/\text{cm}^2/\text{d}$, y de la humedad relativa media mensual (Turc, 1961; Campos-Aranda, 2005a; Xu *et al.*, 2008):

$$ETP_j^i = c_j \cdot \frac{Tt_j^i}{Tt_j^i + 15} (Rs_j + 50) \cdot FC_j^i \quad (\text{A.27})$$

El coeficiente c toma los valores siguientes: 0.40 para meses de 30 o 31 días, 0.37 para febrero y 0.13, para un lapso de 10 días. El factor correctivo se aplica cuando la humedad relativa media mensual (HR_j^i) es inferior a 50%; su expresión es:

$$FC_j^i = 1 + \left(\frac{50 - HR_j^i}{70} \right) \quad (\text{A.28})$$

Método de Hargreaves-Samani

Propuesto a inicios de la década de 1980, estima la evapotranspiración potencial (ETP_j^i) media diaria en milímetros, sólo a partir de la temperatura media (Tt_j^i) expresada en grados Fahrenheit y de la radiación solar incidente media diaria

(Rs_j^i) indicada en milímetros de lámina de agua evaporada; su ecuación es (Hargreaves & Samani, 1982; Campos-Aranda, 2005a; Xu *et al.*, 2008):

$$ETP_j^i = 0.0075 \cdot Rs_j^i \cdot Tt_j^i \quad (\text{A.29})$$

La radiación solar incidente (Rs_j^i) se puede estimar con la fórmula de Angström (Jáuregui-Ostos, 1978; Allen *et al.*, 1998) cuando se tienen datos de insolación o soleamiento real (n), o bien con los mapas mensuales disponibles para la república mexicana (Almanza & López, 1975; Hernández *et al.*, 1991), que la reportan en cal/cm²/d. Para la transformación de Rs_j a lámina de agua evaporada por día se emplea la fórmula siguiente:

$$Rs_j^i = \frac{10 \cdot Rs_j}{Hv_j^i} \quad (\text{A.30})$$

donde Hv_j^i es el llamado calor latente de evaporación o energía necesaria en calorías para evaporar 1 g o un cm³ de agua; se estima con la expresión siguiente, estando la temperatura media (Tt_j^i) mensual en °C:

$$Hv_j^i = 595.9 - 0.55 \cdot Tt_j^i \quad (\text{A.31})$$

En Campos-Aranda (2005a) se puede consultar la otra fórmula empírica de Hargreaves-Samani, que es función de la radiación solar extraterrestre, y de las temperaturas media y mínima mensuales. Una aplicación de tal criterio se expone en Campos-Aranda (2014).

Referencias

- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). *Irrigation and Drainage Paper* (No. 56). Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Almanza, R., & López, S. (1975). Radiación solar global en la república mexicana mediante datos de Insolación. *Series del Instituto de Ingeniería*, 357, 20.
- Arteaga-Ramírez, R. (1989). Estudio preliminar para la estimación de la humedad relativa en la república mexicana (pp. 334-344). En: *Memorias de la Segunda Reunión Nacional de Agroclimatología*. Chapingo, México: Universidad Autónoma Chapingo.

- Campos-Aranda, D. F. (2005a). Estimación de la evapotranspiración. FDP Gamma Mixta (pp. 267-281). En: *Agroclimatología Cuantitativa de Cultivos* (pp. 65-96). México, DF, México: Editorial Trillas.
- Campos-Aranda, D. F. (2005b). Estimación empírica de la ETP en la república mexicana. *Ingeniería Hidráulica en México*, 20(3), 99-110.
- Campos-Aranda, D. F. (2014). Comparación de tres métodos estadísticos para detección y monitoreo de sequías meteorológicas. *Agrociencia*, 48(5), 463-476.
- Cervantes-Osornio, R., Arteaga-Ramírez, R., Vázquez-Peña, M. A., Ojeda-Bustamante, W., & Quevedo-Nolasco, A. (2013). Comparación de modelos para estimar la presión real de vapor de agua. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4(2), 37-54.
- Chávez-Ramírez, E., González-Cervantes, G., González-Barrios, J. L., Dzul-López, E., Sánchez-Cohen, I., López-Santos, A., & Chávez-Simental, J. A. (2013). Uso de estaciones climatológicas automáticas y modelos matemáticos para determinar la evapotranspiración. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4(4), 115-126.
- Doorenbos, J., & Pruitt, W. O. (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. *Irrigation and Drainage Paper* (No. 24). Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- González-Camacho, J. M., Cervantes-Osornio, R., Ojeda-Bustamante, W., & López-Cruz, I. (2008). Predicción de la evapotranspiración de referencia mediante redes neuronales artificiales. *Ingeniería Hidráulica en México*, 23(1), 127-138.
- Hao, Z. K., & Singh, V. P. (2015). Drought characterization from a multivariate perspective: A review. *Journal of Hydrology*, 527, 668-678.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapotranspiration. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 108(IR3), 225-230.
- Hernández, H. E., Tejeda-Martínez, A., & Reyes, T. S. (1991). *Atlas solar de la república mexicana*. Xalapa, Veracruz, México: Universidad de Colima y Universidad Veracruzana.
- Jáuregui-Ostos, E. (1978). Una primera estimación de la distribución de la radiación global y neta en México. *Recursos Hidráulicos*, 7(2), 96-105.
- Mather, J. R. (1977). the climatic water budget. Exercise V. In: *Workbook in Applied Climatology* (pp. 29-44). New Jersey, USA: Laboratory of Climatology.
- Machiwal, D., & Jha, M. K. (2012). Methods for time series analysis. In: *Hydrologic Time Series Analysis: Theory and Practice* (pp. 51-84). Dordrecht, The Netherlands: Springer.

- SARH, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos. (1982). *Normales climatológicas. Periodo 1941-1970*. México, DF, México: Dirección General del Servicio Meteorológico Nacional, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
- Shuttleworth, W. J. (1993). Evaporation. In: Maidment, D. R. (ed.). *Handbook of Hydrology* (pp. 4.1-4.53). New York, USA: McGraw-Hill, Inc.
- Tsakiris, G., Tigkas, D., Vangelis, H., & Pangalou, D. (2007). Regional drought identification and assessment. In: Rossi, G., Vega, T., & Bonaccorso, B. (eds.). *Methods and Tools for Drought Analysis and Management* (pp. 169-191). Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Tsakiris, G., & Vangelis, H. (2005). Establishing a drought index incorporating evapotranspiration. *European Water*, 9(10), 3-11.
- Turc, L. (1961). Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Formule climatique simplifiée et mise a jour. *Annales Agronomiques*, 12(1), 13-49.
- Vangelis, H., Tigkas, D., & Tsakiris, G. (2013). The effect of PET method on Reconnaissance Drought Index (RDI) calculation. *Journal of Arid Environments*, 88, 130-140.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A multiscale drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696-1718.
- WMO, World Meteorological Organization. (1971). Annexed III: Standard tests of significance to be recommended in routine analysis of climatic fluctuations. In: *Climatic Change* (Technical Note No. 79) (pp. 58-71). Geneva, Switzerland: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Xu, C., Singh, V. P., Chen, Y. D., & Chen, D. (2008). Evaporation and Evapotranspiration. In: Singh, V. P. (ed.). *Hydrology and Hydraulics* (pp. 229-276). Highlands Ranch, Colorado, USA: Water Resources Publications.