

## DESENVOLVIMENTO E AJUSTE DE EQUAÇÕES EMPÍRICAS PARA ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NO ESTADO DE PERNAMBUCO

**KLEBER GOMES DE MACÊDO<sup>1</sup>; FRANCISCO DIRCEU DUARTE ARRAES<sup>2</sup>;  
JOAQUIM BRANCO OLIVEIRA<sup>3</sup>; WESLEY LÍVIO VIANA TORRES<sup>1</sup> E YURE DE  
SOUSA COURAS<sup>4</sup>**

<sup>1</sup>*Departamento de Engenharia Agrícola/UFC, Mestrando em Engenharia Agrícola, Fortaleza-CE, Fone: (88)99475-0959, CEP: 60450-060, E-mail: kleber117@hotmail.com;*

<sup>2</sup>*Instituto Federal do Sertão Pernambucano, Salgueiro-PE, Professor, CEP: 63505-170, E-mail: dirceuarraes@gmail.com;*

<sup>3</sup>*Instituto Federal do Ceará, Iguatu-CE, Professor, CEP: 63500-000, E-mail: joaquimbrancodeoliveira@gmail.com;*

<sup>4</sup>*Instituto Federal do Ceará, Fortaleza-CE, Mestre em Tecnologia e Gestão Ambiental, CEP: 63508-030, Iguatu, E-mail: yure.couras2@gmail.com.*

### 1 RESUMO

Por ser a irrigação uma das áreas de maior demanda hídrica, a estimativa da evapotranspiração de referência além de auxiliar no manejo adequado de irrigação, contribui para economia de água, bem cada vez mais escasso no planeta. Foi avaliada a eficiência de equações simplificadas de estimativa da evapotranspiração de referência para o estado de Pernambuco, sendo utilizados dados de oito estações meteorológicas convencionais do Instituto Nacional de Meteorologia dos municípios: Arcoverde, Cabrobó, Garanhuns, Ouricuri, Petrolina, Recife, Surubim e Triunfo. Foram comparados os modelos Penman-Monteith Limitado, Hargreaves-Samani e elaboradas equações empíricas. Para obtenção de equações empíricas com maior área de abrangência foi feita uma análise de agrupamento para definição de regiões climáticas homogêneas, utilizado o método da variância mínima de Ward. Utilizando as regiões Litoral, Agreste e Sertão também foi calibrada a equação de Hargreaves-Samani. Nas regiões Sertão e Litoral o melhor desempenho foi da equação empírica, com valores de RQEM que variaram de 0,143 a 0,256 mm dia<sup>-1</sup> e Id que variou de 0,949 a 0,981. Para a região Agreste o modelo Hargreaves-Samani calibrado mostrou a melhor estimativa com RQEM de 0,253 mm dia<sup>-1</sup> e Id de 0,982. Com exceção da região Agreste, recomenda-se o uso das equações empíricas obtidas.

**Palavras Chaves:** Hargreaves-Samani, Penman-Monteith, Semiárido.

**MACÊDO, K. G.; ARRAES, F. D. D.; OLIVEIRA, J. B.; TORRES, W. L. V.;  
COURAS, Y. S.  
DEVELOPMENT AND ADJUSTMENT OF EMPIRICAL EQUATIONS FOR  
ESTIMATE OF REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION IN PERNAMBUCO  
STATE**

## 2 ABSTRACT

Because irrigation is one of the areas with the highest water demand, the estimation of reference evapotranspiration, besides helping to manage irrigation, contributes to save water, increasingly scarce on the planet. The efficiency of simplified estimation equations of reference evapotranspiration for the state of Pernambuco was evaluated, using data from eight conventional meteorological stations of the National Meteorological Institute of Arcoverde, Cabrobó, Garanhuns, Ouricuri, Petrolina, Recife, Surubim and Triunfo municipalities. Penman-Monteith Limited and Hargreaves-Samani models were compared and empirical equations were developed. In order to obtain empirical equations with greater area of coverage, a grouping analysis was done to define homogeneous climatic regions, using Ward's minimum variance method. The Hargreaves-Samani equation was also calibrated in Litoral, Agreste and Sertão regions. In Sertão and Litoral regions the best performance was the empirical equation, with RQEM values ranging from 0.143 to 0.256 mm day<sup>-1</sup> and Id ranging from 0.949 to 0.981. For Agreste region the calibrated Hargreaves-Samani model showed the best estimate with RQEM of 0.253 mm day<sup>-1</sup> and Id of 0.982. Except for Agreste region, it is recommended to use the empirical equations obtained.

**Keywords:** Hargreaves-Samani, Penman-Monteith, Semiarid.

## 3 INTRODUÇÃO

O gradativo aumento das populações e, por conseguinte, a maior demanda na produção de alimentos, deixa claro a necessidade do uso de irrigação, principalmente em regiões semiáridas que apresentam regimes pluviométricos irregulares como é o caso do nordeste brasileiro. Porém, a irrigação é uma atividade que demanda grandes quantidades de água, sendo necessário um manejo adequado da mesma. A evapotranspiração de referência ( $ET_0$ ) é um dos principais fatores a se considerar na gestão da água de irrigação, podendo levar a uma grande economia de água quando estimada corretamente (CRUZ-BLANCO; LORITE; SANTOS, 2014).

A literatura registra uma gama de modelos de estimativa da evapotranspiração. Sendo alguns baseados em princípios físicos, outros em equações empíricas ou mesmo uma combinação de princípios físicos e equações empíricas. Modelos desenvolvidos para simular processos físicos envolvidos na  $ET_0$ , requerem uma grande quantidade de dados de entrada que para algumas regiões não estão disponíveis (MAEDA; WIBERG; PELLIKKA, 2011).

A Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) propôs em seu Manual 56 o modelo físico combinado Penman-Monteith (PM) como padrão de estimativa da evapotranspiração de referência (ALLEN et al., 1998). Sua utilização requer os elementos climáticos: temperatura máxima e mínima do ar, radiação solar global, umidade relativa do ar e velocidade do vento, podendo ser usado de períodos horários a mensais.

Autores como Allen et al. (1998) e Sentelhas, Gillespie e Santos (2010) sugerem que o modelo PM também pode ser usado com poucos dados climáticos, através da estimativa dos elementos climáticos em falta. Quando dados de velocidade do vento não estão disponíveis, recomenda-se o uso de dados observados em um local próximo, dentro da mesma região homogênea, levando em consideração a variabilidade sazonal do vento (ALLEN et al., 1998; SILVA et al., 2013).

Quando dados de umidade relativa do ar não estão disponíveis, o déficit de pressão de vapor pode ser estimado com base em dados de temperatura do ar, a pressão real de vapor é obtida assumindo que a temperatura do ponto de orvalho é próxima da temperatura mínima diária (ALLEN et al., 1998; SILVA et al., 2013).

Outro modelo que pode ser usado como alternativa para estimar  $ET_o$  quando há falta de dados climáticos requeridos pelo modelo Penman-Monteith, é o de Hargreaves e Samani (HS), (HARGREAVES; SAMANI, 1985), que utiliza elementos de fácil obtenção como é o caso das temperaturas máxima, mínima e média do ar, segundo Bautista, Bautista e Delgado-Carranza, (2009) este modelo vem sendo amplamente utilizado devido a sua simplicidade e a potencialidade para calibração de seus parâmetros. Por utilizar coeficientes constantes a equação de HS pode apresentar estimativas incorretas quando utilizado em locais diferentes de onde foi desenvolvido sendo necessário seu ajuste local (BERTI et al., 2014; BACHOUR et al., 2013; SHAHIDIAN et al., 2013; PANDEY; PANDEY; MAHANTA, 2014).

Porém, o modelo de HS mesmo quando calibrado, pode não apresentar bom desempenho na estimativa de  $ET_o$ . Nesses casos uma alternativa seria a elaboração de equações empíricas fundamentadas em observações e análises estatísticas dos elementos de maior sensibilidade na estimativa da  $ET_o$ , sendo geralmente apropriados apenas para uma região específica ou condição climática do local onde foi originalmente desenvolvido. Tal limitação pode ser resolvida através de uma análise dos dados climáticos mais semelhantes afim de se obter regiões homogêneas para uma maior abrangência das equações.

A análise de agrupamento, por vezes associada à análise de componentes principais, tem sido amplamente utilizada na climatologia para a definição de regiões climáticas homogêneas, sendo utilizado o método da variância mínima de Ward (1963) (MAEDA; WIBERG; PELLIKKA, 2011).

Este trabalho teve como objetivo avaliar a eficiência de equações simplificadas de estimativa da evapotranspiração de referência para o estado de Pernambuco, comparando-as com o modelo padrão Penman-Monteith.

#### 4 MATERIAL E MÉTODOS

Foram utilizados os dados meteorológicos: temperatura máxima do ar ( $T_x$ ), temperatura mínima do ar ( $T_n$ ), temperatura média do ar ( $T_m$ ), velocidade do vento ( $V_v$ ), umidade relativa do ar (UR) e insolação, obtidos junto ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) da sua rede de estações convencionais localizadas em oito cidades distribuídas em diferentes regiões do estado de Pernambuco (Tabela 1).

**Tabela 1.** Características das estações meteorológicas utilizadas no estudo

Local	Latitude	Longitude	Altitude (m)	T <sub>m</sub> (°C)	UR (%)	V <sub>v</sub> (m s <sup>-1</sup> )	Período
Arcoverde	-8,41°	-37,08°	680,7	23,87	74,17	3,75	1974/2014
Cabrobó	-8,51°	-39,33°	341,5	26,95	58,69	3,71	1963/2014
Garanhuns	-8,88°	-36,51°	822,3	21,95	82,24	3,57	1963/2009
Ouricuri	-7,90°	-40,04°	459,3	26,46	61,49	2,87	1975/2014
Petrolina	-9,38°	-40,48°	370,5	27,15	55,69	3,29	1970/2014
Recife	-8,05°	-34,95°	10,0	25,70	78,61	2,69	1962/2014
Surubim	-7,83°	-35,71°	418,3	24,77	76,17	3,89	1966/2014
Triunfo	-7,81°	-38,11°	1105,0	21,72	71,99	3,18	1962/2014

\*T<sub>m</sub> – Temperatura média do ar; V<sub>v</sub> – Velocidade do vento (anemômetro à dez metros de altura); UR – Umidade relativa do ar.

A FAO em seu Manual 56 recomenda Penman-Monteith (Equação 1) como padrão para estimativa da evapotranspiração de referência e que métodos empíricos devem ser calibrados e validados tendo seus resultados como referência (ALLEN et al., 1998).

$$ET_o = \frac{0,408 \times \Delta \times (R_n - G) + \gamma \times \frac{900}{T_{med} + 273} \times v_2 \times (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 \times v_2)} \quad (1)$$

Em que: ET<sub>o</sub> - evapotranspiração de referência, mm dia<sup>-1</sup>; R<sub>n</sub> - radiação líquida total do gramado, MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>; G - densidade do fluxo de calor no solo, MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>; T<sub>med</sub> - temperatura média diária do ar, °C; v<sub>2</sub> - velocidade do vento média diária a 2 m de altura, m s<sup>-1</sup>; e<sub>s</sub> - pressão de saturação de vapor, kPa; e<sub>a</sub> - pressão parcial de vapor, kPa; e<sub>s</sub>-e<sub>a</sub> - déficit de saturação de vapor, kPa; Δ - declividade da curva de pressão de vapor no ponto de T<sub>med</sub>, kPa°C<sup>-1</sup>; γ - coeficiente psicrométrico, kPa°C<sup>-1</sup>.

O procedimento de estimativa dos parâmetros para cálculo da evapotranspiração de referência contando apenas com dados de temperatura máxima e mínima do ar segue a metodologia sugerida pelo boletim número 56 da FAO (ALLEN et al., 1998). A estimativa da pressão parcial de vapor (e<sub>a</sub>) foi obtida substituindo a temperatura do ponto de orvalho pela temperatura mínima diária do ar, menos 2°C (T<sub>d</sub> = T<sub>n</sub> - 2°C), conforme sugerido por Allen et al. (1998) para climas semiáridos (Equação 2).

$$e_a = 0,6018 \times \exp\left(\frac{17,27 \times T_d}{T_d + 237,3}\right) \quad (2)$$

A radiação solar global (R<sub>s</sub>) foi estimada através do método de Hargreaves e Samani (1982), (Equação 3).

$$R_s = K_{rs} \times (T_x - T_n)^{0,5} \times R_a \quad (3)$$

Em que: R<sub>a</sub> é a radiação no topo da atmosfera, MJ m<sup>-2</sup> dia<sup>-1</sup>; K<sub>rs</sub> é o coeficiente de ajuste

empírico ( $K_{rs}$ ), o seu valor depende da distância do litoral, sendo o valor de 0,19 para regiões costeiras e 0,16 para regiões continentais;  $T_x$  e  $T_n$  é a temperatura máxima e mínima do ar, °C.

Quando não se dispõem de dados de velocidade do vento ( $u_2$ ) registrados, recomenda-se utilizar o valor de  $u_2$  médio de  $2 \text{ m s}^{-1}$ , conforme descrito por Allen et al. (1998), em função desse número ser uma média de 2000 estações meteorológicas ao redor do globo.

O modelo proposto por Hargreaves e Samani (1985) para estimativa da  $ET_o$  que utiliza apenas os valores de Temperatura máxima, mínima e média do ar e da Radiação no topo da atmosfera, é descrito pela Equação 4.

$$ET_o = \alpha \times (T_{\max} - T_{\min})^\beta \times (T_{med} + 17,8) \times Ra \times 0,408 \quad (4)$$

Em que:  $\alpha$  - um parâmetro empírico, sendo utilizado o seu valor original de 0,0023;  $\beta$  - um parâmetro empírico exponencial, tendo seu valor original 0,5.

O ajuste da equação de HS de acordo com a estimativa de PM foi realizado utilizando as médias mensais de  $ET_o$  dos meses ímpares, e posteriormente comparado com os dados dos meses pares, assim validando o ajuste. Os parâmetros  $\alpha$  e  $\beta$  foram calculados a partir do Microsoft Excel® utilizando a metodologia descrita por Wraith e Or (1998) para ajuste de equação não linear usando o aplicativo Solver.

As equações empíricas foram elaboradas por regressão linear múltipla aplicando a técnica de seleção por etapa. A variável dependente foi a  $ET_o$  obtida pelo método de PM e as independentes foram os elementos climáticos Temperatura máxima e mínima, insolação, velocidade do vento, umidade relativa (Equação 5), a equação de regressão tem a seguinte forma:

$$Y = a + bX_i + cX_{i+1} + dX_{i+2} + \dots + e_i \quad (5)$$

Em que:  $Y$  -  $ET_o$ ,  $X_i$  - os elementos climáticos;  $a$  - constante de regressão;  $b$ ,  $c$  e  $d$  coeficientes angulares da variável e  $e_i$  - erro aleatório.

Para a elaboração de equações empíricas com uma maior área de abrangência foi feita uma análise de agrupamento para definição de regiões climáticas homogêneas, sendo utilizado o método da variância mínima de Ward Jr. (1963). Em que a formação dos agrupamentos em cada estágio hierárquico é avaliada pela soma dos quadrados dos desvios em relação ao centro de gravidade dos grupos, geralmente indicada por  $R^2$ . Sendo o critério para a fusão de cada par de grupos que seja obtido o menor acréscimo possível no valor de  $R^2$  (KELLER FILHO; ASSAD; REZENDE LIMA, 2005).

Os resultados obtidos pelas equações foram analisados utilizando os índices estatísticos sugeridos por Legates e McCabe Jr. (1999): índice de Willmott ( $id$ ) e a raiz quadrada do erro médio (RQEM) (Equações 6 e 7).

$$id = 1 - \left[ \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (6)$$

$$RQEM = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Y_i - X_i)^2}{n}} \quad (7)$$

Em que:  $O_i$  é o valor estimado pelo modelo padrão;  $P_i$  é o valor estimado pelos modelos propostos;  $X$  é a média dos valores estimados em ambos os modelos;  $Y_i$  é o valor médios obtidos pelos modelos propostos;  $O$  é o valor da média obtida pelo modelo padrão.

## 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os modelos de regressão linear desenvolvidos entre os valores da  $ET_o$  e os elementos climáticos analisados estão presentes na Tabela 2. As equações empíricas obtidas para cada estação estudada tiveram parâmetros de entrada diferentes dependendo da localidade, sendo que a insolação (Ins) esteve presente em todos os modelos desenvolvidos. A temperatura máxima ( $T_x$ ) foi necessária em seis localidades, as exceções foram as estações de Garanhuns que utilizou a umidade relativa e a insolação e Recife com umidade relativa, insolação e temperatura mínima (Tabela 2).

**Tabela 2.** Equações empíricas obtidas para cada cidade estudada

Local	Dados requeridos	Equação
Arcoverde	$T_x, Ins, UR$	$ET_o = -0,379 + (T_x \times 0,186) + (Ins \times 0,195) + (UR \times (-0,031))$
Cabrobó	$T_x, V_v, Ins$	$ET_o = -8,097 + (T_x \times 0,319) + (V_v \times 0,259) + (Ins \times 0,258)$
Garanhuns	$UR, Ins$	$ET_o = 9,009 + (UR \times (-0,082)) + (Ins \times 0,211)$
Ouricuri	$Ins, T_x, UR$	$ET_o = -2,488 + (Ins \times 0,247) + (T_x \times 0,198) + (UR \times (-0,016))$
Petrolina	$T_x, V_v, Ins$	$ET_o = -9,394 + (T_x \times 0,369) + (V_v \times 0,371) + (Ins \times 0,165)$
Recife	$UR, Ins, T_n$	$ET_o = 5,844 + (U_r \times (-0,088)) + (Ins \times 0,251) + (T_n \times 0,156)$
Surubim	$T_x, Ins$	$ET_o = -4,879 + (T_x \times 0,233) + (Ins \times 0,301)$
Triunfo	$T_x, Ins$	$ET_o = -4,246 + (T_x \times 0,245) + (Ins \times 0,228)$

\* $T_x$  - temperatura máxima do ar, °C;  $T_n$  - temperatura mínima do ar, °C; Ins - insolação, horas; UR - umidade relativa do ar, %;  $V_v$  - velocidade do vento, m s<sup>-1</sup>

A velocidade do vento foi significativa na estimativa da  $ET_o$  apenas nas estações de Petrolina e Cabrobó. Já a temperatura mínima ( $T_n$ ) entrou como variável de entrada para determinação da  $ET_o$  apenas na estação localizada em Recife (Tabela 3).

Para considerar os efeitos meteorológicos locais é necessário a identificação das variáveis climáticas fundamentais no processo de modelagem da  $ET_o$ . A Tabela 3 apresenta os valores dos parâmetros estatísticos referentes a cada modelo apresentado na Tabela 2. Portanto a dependência entre a  $ET_o$  e os elementos climáticos analisados teve elevado grau de confiabilidade, baseado não somente nos coeficientes de determinação  $R^2$ , mas também nos valores de F (Tabela 3). A correlação entre as variáveis independentes e a dependente é de forte a muito forte ( $R^2 > 0,90$ ) pela escala de Pearson (MILTON, 1994). Resultados semelhantes foram obtidos Perugu, Singam e Kamasani, (2013) no desenvolvimento de equação de regressão para a estimativa da  $ET_o$  para a região de Andhra Pradesh na Índia e Tabari et al. (2012) para a cidade Hamedan localizada no oeste do Iran.

**Tabela 3.** Análise dos parâmetros das equações de regressão para cada região.

Local	R <sup>2</sup>	F	Variáveis	T
Arcoverde	0.972	1568.06	Tx	19.582
			Ins	17.999
			UR	-11.706
Cabrobó	0.941	985.70	Tx	21.918
			Vv	14.861
			Ins	12.284
Garanhuns	0.951	1484.86	UR	-17.923
			Ins	10.917
			Ins	20.706
Ouricuri	0.926	498.38	Tx	11.468
			UR	-5.837
			Tx	24.793
Petrolina	0.905	498.26	Vv	10.592
			Ins	8.065
			UR	-24.510
Recife	0.945	1557.10	Ins	19.460
			Tn	12.568
			Tx	18.431
Surubim	0.924	1154.64	Ins	15.145
			Tx	26.532
			Ins	15.041

\*T<sub>x</sub> - temperatura máxima do ar, °C; T<sub>n</sub> - temperatura mínima do ar, °C; Ins - insolação, horas; UR - umidade relativa do ar, %; V<sub>v</sub> - velocidade do vento, m s<sup>-1</sup>

Em Arcoverde, os elementos de maior expressão para a determinação da ET<sub>o</sub> de acordo com o teste “t”, foram, na ordem Tx > Ins > UR. Já em Ouricuri a ordem dos elementos de maior sensibilidade foi Ins > Tx > UR (Tabela 4). Tal resultado mostra a influência do local no peso dos elementos meteorológicos na determinação da ET<sub>o</sub>. As estações de Cabrobó e Petrolina obtiveram a mesma sensibilidade quanto aos elementos Tx > Vv > Ins e as estações de Recife e Garanhuns mostraram maior sensibilidade a UR seguida pela Ins (Tabela 3).

O fato da insolação ter sido elemento climático de entrada em todos os modelos elaborados pode ser explicado pela proximidade das estações com a linha do Equador, tendo as estações praticamente a mesma quantidade de horas de sol ao longo do ano. Outro ponto importante em relação a insolação é que este elemento representa de forma indireta a radiação solar que chega a superfície, sendo portanto, um importante regulador do processo evapotranspirativo.

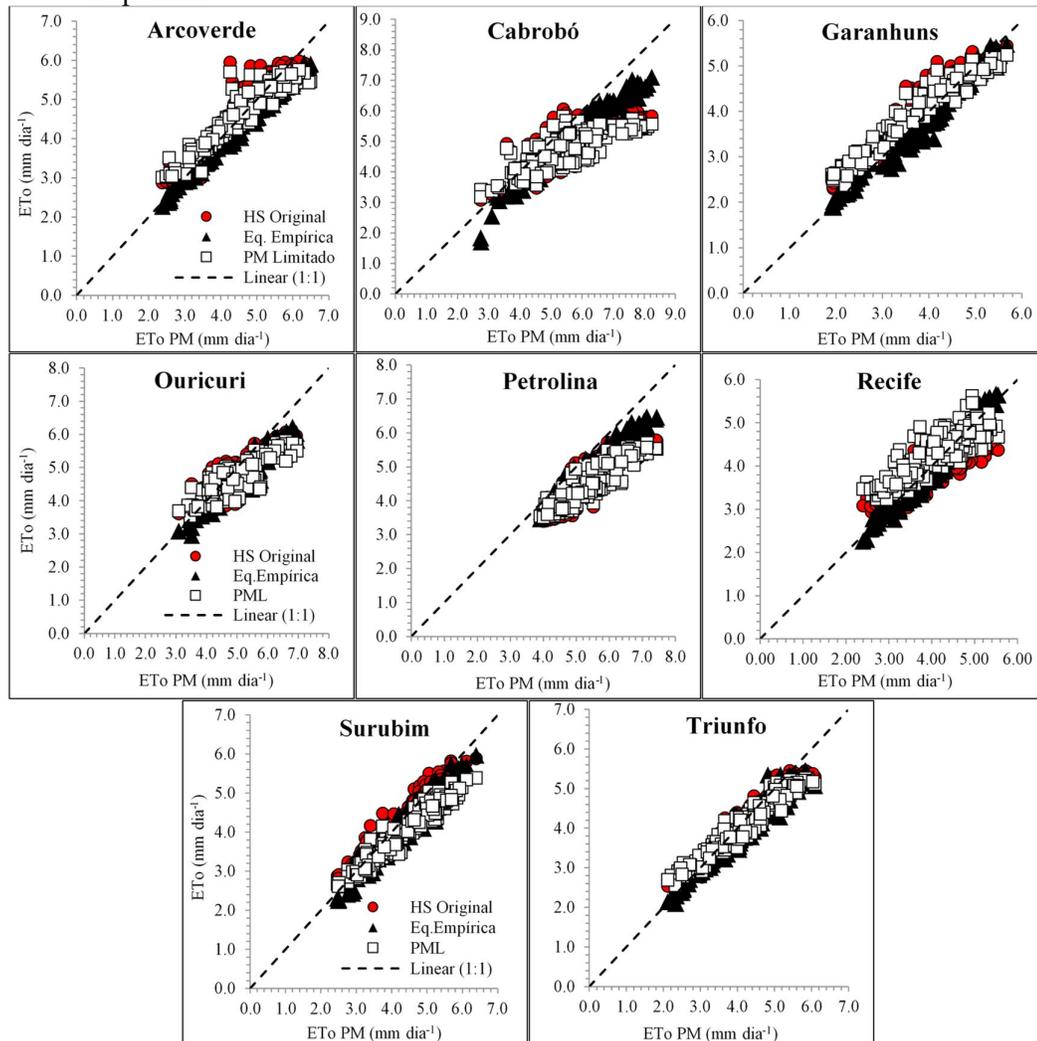
Nas cidades de Surubim e Triunfo apenas dois elementos climáticos foram necessários para estimar a ET<sub>o</sub> sendo elas a T<sub>x</sub> e a Ins (Tabela 3). De acordo com Aksoy et al. (2007), os resultados da análise de sensibilidade são de grande importância para determinar a mudança de ET<sub>o</sub> devido as variáveis de entrada. Tal quantificação também é necessária para determinar a precisão necessária na medição dos elementos climáticos utilizadas nos modelos matemáticos (IRMAK et al., 2006; ADAMALA; RAGHUWANSHI; MISHRA, 2015).

As estimativas da ET<sub>o</sub> utilizando os modelos de Hargreaves e Samani (HS), Penman

Monteith Limitado (PM-L) e Equações empíricas pode ser observado na Figura 1. Nas localidades de Arcoverde, Garanhuns, Recife, Surubim e Triunfo, que possuem umidade relativa do ar acima de 70% (Tabela 1), o modelo de HS apresentou uma superestimativa nos valores da  $ET_0$  nestas localidades, pois o mesmo não considera a umidade relativa em seu cálculo contribuindo para tal erro. Em condições de umidade relativa elevada ocorre a diminuição da taxa de evapotranspiração pelo fato do déficit de pressão de vapor ser menor (Figura 1). Tais resultados também foram obtidos por Sentelhas, Gillespie e Santos (2010) no sul de Ontário, Canadá e Berti et al. (2014) na Itália.

Nas estações de Cabrobó, Ouricuri e Petrolina, localizadas no sertão pernambucano, o modelo de HS subestimou os valores da  $ET_0$ , tal resultado pode ser explicado pela ação da velocidade do vento, elemento não considerado no modelo de HS, que ao registrar valores acima de  $2 \text{ m s}^{-1}$  contribuiu para um aumento da evapotranspiração, principalmente em locais com baixa umidade relativa do ar ( $< 65\%$ ) (Figura 1), o comportamento de subestimativa em regiões secas também foi observado por Temesgen et al. (2005) na Califórnia, Khoob (2008) em Mahshad no Irã, Alexandris, Kerkides e Liakatas, (2006) em Aquila nos EUA.

**Figura 1.** Comparação dos valores calculados de  $ET_0$  por PM com HS Original e as equações empíricas.



O modelo de PM-L apresentou um comportamento de subestimativa nas estações com menores valores de umidade relativa do ar ( $< 65\%$ ) como no caso das cidades de Cabrobó e Petrolina (Figura 1) indicando que a recomendação de Allen et al. (1998) de se calcular a pressão real de vapor a partir da temperatura mínima do ar e de se adotar uma velocidade do vento constante de  $2 \text{ m s}^{-1}$  não foi adequado nessas duas localidades. O comportamento de subestimativa nas localidades mais secas (Cabrobó e Petrolina) também foi observado utilizando as equações empíricas na estimativa da  $ET_o$ .

De acordo com o índice de Willmontt (Id) o modelo de PM-L teve desempenho satisfatório em Arcoverde (0,957), Garanhuns (0,956), Surubim (0,919) e Triunfo (0,962) e um RQEM de 0,387, 0,386, 0,483 e 0,328  $\text{mm dia}^{-1}$  respectivamente (Tabela 4). Tal desempenho foi superior ao obtido por Silva et al. (2013), estudando a metodologia de PM com dados limitados no sertão do Ceará, com um id de 0,82 e um RQEM de 0,58  $\text{mm dia}^{-1}$ .

**Tabela 4.** Análise estatística das equações de estimativa da  $ET_o$ .

Local	HS Original		PM-FAO56 Limitado		Eq. Empírica	
	Id	RQEM ( $\text{mm dia}^{-1}$ )	Id	RQEM ( $\text{mm dia}^{-1}$ )	Id	RQEM ( $\text{mm dia}^{-1}$ )
Arcoverde	0.933	0.298	0.957	0.387	0.991	0.110
Cabrobó	0.882	0.331	0.685	1.194	0.987	0.157
Garanhuns	0.952	0.253	0.956	0.386	0.985	0.151
Ouricuri	0.921	0.312	0.828	0.652	0.978	0.179
Petrolina	0.928	0.280	0.686	1.050	0.974	0.166
Recife	0.896	0.213	0.889	0.436	0.949	0.143
Surubim	0.969	0.177	0.919	0.483	0.981	0.143
Triunfo	0.976	0.131	0.962	0.328	0.984	0.103

Para Cabrobó e Petrolina, o modelo PM-L, apresentou os piores resultados pelo teste de Willmontt, com um Id de 0,685 e 0,686 respectivamente, e elevados valores de RQEM de 1,194 e 1,050  $\text{mm dia}^{-1}$ , respectivamente. Já o modelo de Hargreaves-Samani (1985) apresentou um desempenho superior a metodologia de PM-L em todas as estações analisadas (Tabela 4). A equação de Hargreaves e Samani (1985) foi desenvolvida para região semiáridas, tal fato explica seu desempenho superior.

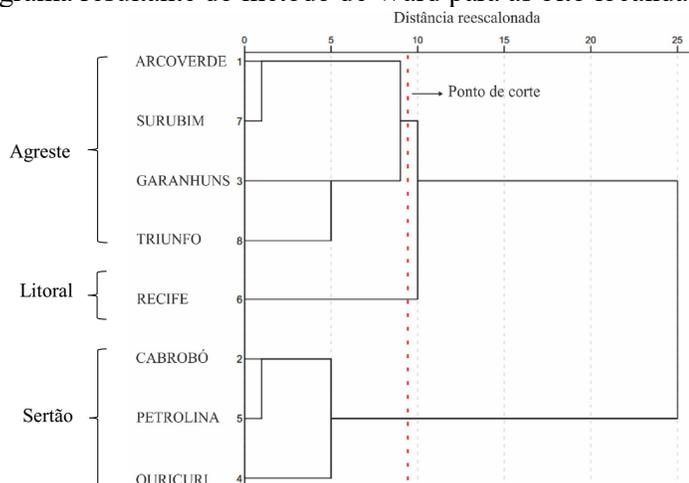
Segundo o RQEM as equações empíricas obtiveram o melhor desempenho em estimar a  $ET_o$  com valores que variaram de 0,103 a 0,179  $\text{mm dia}^{-1}$  (Tabela 4). Em estudo realizado na Grécia, Alexandris e Kerkides (2003) com a equação empírica CIMIS que utiliza os dados de temperatura, umidade relativa do ar e insolação, obteve melhor resultado com um RQEM de 0,0018  $\text{mm dia}^{-1}$ .

O uso de metodologias desenvolvidas em outras regiões deve ser usada com cautela na estimativa da  $ET_o$ , pois as variações climáticas e topográficas interferem diretamente na taxa evapotranspirativa. Portanto, de forma geral a metodologia de estimativa da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith usando apenas dados de temperaturas máxima e mínima mostrou o pior desempenho entre as metodologias testadas no presente estudo.

A análise de agrupamento da média anual dos elementos do clima temperatura máxima, temperatura mínima, umidade relativa, velocidade do vento e insolação, demonstrou a existência de três regiões homogêneas, sendo a primeira região representada pelas localidades de Cabrobó, Petrolina e Ouricuri, localizadas na região do Sertão Pernambucano; a segunda

constituiu-se de Arcoverde, Garanhuns, Surubim e Triunfo situadas no Agreste Pernambucano e a terceira formada somente por Recife, no litoral (Figura 2).

**Figura 2.** Dendrograma resultante do método de Ward para as oito localidades estudadas.



O grupo Sertão apresenta como características comuns valores de umidade relativa do ar próximos de 60%, velocidade do vento acima de  $2,5 \text{ m s}^{-1}$  e temperatura média acima de  $25 \text{ }^\circ\text{C}$ . Já o grupo agreste apresenta valores de UR acima de 70%, Vv acima de  $3,0 \text{ m s}^{-1}$  e Tm abaixo de  $25 \text{ }^\circ\text{C}$  (Tabela 1).

A partir do resultado da análise de agrupamento pelo o método de Ward, foi realizado o ajuste de equações empíricas para cada região homogênea (Tabela 5).

**Tabela 5.** Equações empíricas para cada região.

Região	Cidades	Dados req.	Equações
Litoral	Recife	UR, Ins, $T_n$	$ET_o = 5.844 - 0.088 \cdot UR + 0.251 \cdot Ins + 0.156 \cdot T_n$
Agreste	Arc, Srb, Gar, Tri	$T_x$ , Ins	$ET_o = 0.184 \cdot T_x + 0.299 \cdot Ins - 3.283$
Sertão	Cab, Pet, Our	$T_x$ , Ins, Vv	$ET_o = 0.325 \cdot T_x + 0.282 \cdot Vv + 0.215 \cdot Ins - 8.067$

\*Arc; Arcoverde, Srb; Surubim, Gar; Garanhuns, Tri; Triunfo, Cab; Cabrobó, Pet; Petrolina, Our; Ouricuri.

De acordo com os valores dos coeficientes de determinação ( $R^2$ ) das equações desenvolvidas (Tabela 6), nota-se que a correlação entre as variáveis independentes e a dependente é de forte a muito forte ( $R^2 > 0,90$ ) pela escala de Pearson (MILTON, 1994).

Na região Litoral (Tabela 6) os dados mais sensíveis na estimativa da  $ET_o$  foram a umidade relativa do ar, insolação e temperatura mínima, já para região do Agreste os dados requeridos foram a temperatura máxima e a insolação, e para a utilização do modelo Sertão são necessários os dados de temperatura máxima, velocidade do vento e insolação.

**Tabela 6.** Análise dos parâmetros das equações de regressão para cada região homogênea.

Local	R <sup>2</sup>	F	Variáveis	T
Litoral	0.945	1557.10	UR	-24.510
			INS	19.460
			Tn	12.568
Agreste	0.911	3508.29	Tx	35.810
			INS	33.280
Sertão	0.922	1851.97	Tx	37.594
			Vv	21.000
			INS	17.648

Com um intuito de melhorar a estimativa do método de Hargreaves-Samani (1985) (Eq. 4) foram realizadas as devidas calibrações no parâmetro multiplicativo ( $\alpha$ ) e o parâmetro potencial ( $\beta$ ) para cada região homogênea (Tabela 7). Para a região do sertão pernambucano a calibração do parâmetro  $\alpha$  resultou em valor de 0,0012, enquanto no agreste foi 0,0017, bem diferente do 0,0023 da equação original. No mesmo se observou em relação ao parâmetro  $\beta$  cujos valores para o sertão e agreste foram, 0,79 e 0,58 respectivamente, divergindo do valor original de 0,5. Pandey, Pandey e Mahanta, (2014) estudando regiões úmidas da Índia obtiveram um coeficiente  $\alpha$  de 0,0010 e um  $\beta$  de 0,56. Já na região litoral o parâmetro  $\alpha$  foi 0,0028 e  $\beta$  foi 0,42.

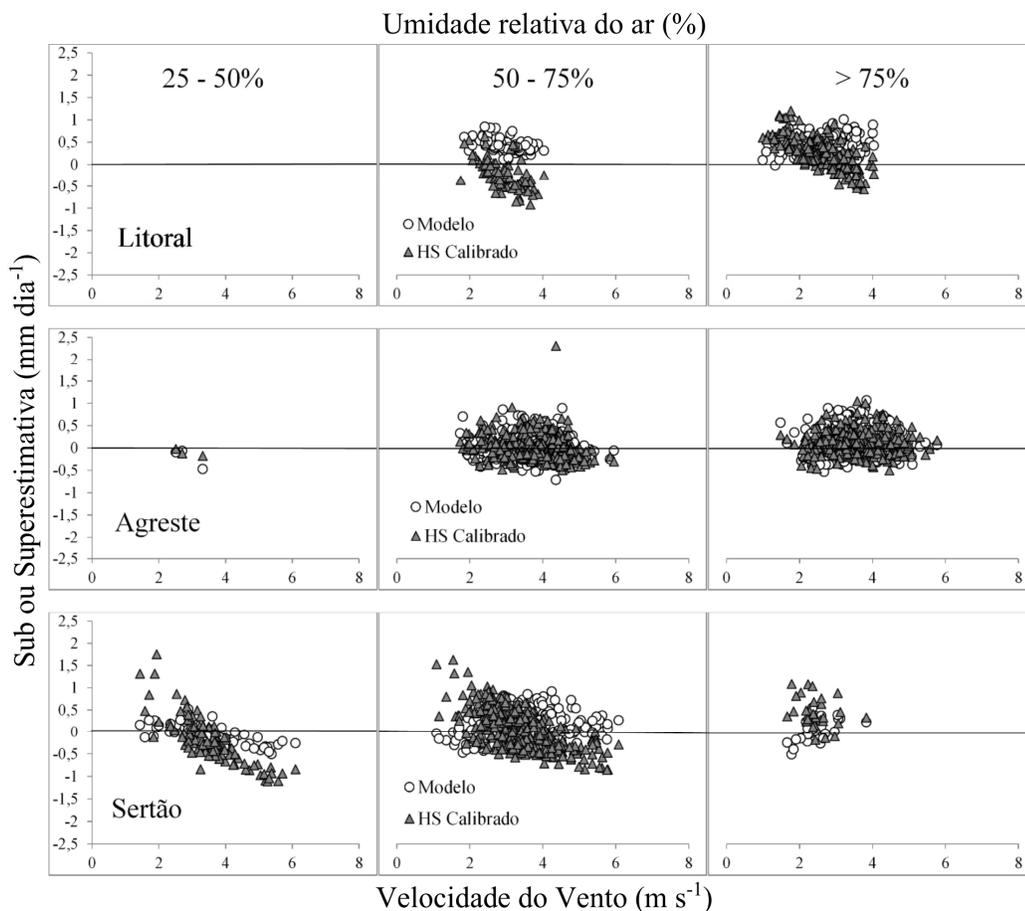
**Tabela 7.** Valores ajustados dos coeficientes empíricos para as regiões estudadas.

Local	$\alpha$	$\beta$
Litoral	0,0028	0,4264
Agreste	0,0017	0,5896
Sertão	0,0012	0,7968

Analisando as estimativas de  $ET_o$  das regiões estudadas de acordo com os valores de umidade relativa e de velocidade do vento (Figura 3), na faixa de umidade de 25 a 50% na região sertão a equação de HS registrou uma superestimativa em relação a PM quando a velocidade do vento registrava valores abaixo de  $2 \text{ m s}^{-1}$ . Ao ocorrer elevação da Vv houve uma subestimativa.

Já o modelo empírico desenvolvido para o sertão pernambucano mostrou bom comportamento, tendo em vista os valores do erro sempre próximo de zero em relação a PM para esta faixa de UR (Figura 3). Esse resultado pode ter ocorrido pelo fato do modelo supracitado considerar a velocidade do vento em seu cálculo, sendo eficaz em estimar a  $ET_o$  quando ocorrer variação da velocidade do vento no local de uso.

**Figura 3.** Efeito da umidade relativa do ar e velocidade do vento na sub ou superestimativa da evapotranspiração de referência de Hargreaves e Samani Calibrado e Equações Empíricas em relação a Penman-Monteith.



A região central registrou poucos dados na faixa de umidade de 25 a 50% e no litoral não houve tal valor de umidade relativa do ar (Figura 3).

De acordo com Lemos Filho et al. (2010), a velocidade do vento é um fator de extrema importância e que deve ser avaliado na estimativa da  $ET_0$ , por ser um dos fatores climáticos de maior variabilidade espacial, a forma como o mesmo atua em várias regiões deve ser analisado separadamente, tendo em vista que tal variabilidade ocorre pelo fato do estado do Pernambuco apresentar características topográficas irregulares.

Para a faixa de umidade relativa do ar de 50-75% na região litoral (Figura 3) ocorreu comportamento oposto das equações, enquanto no modelo HS calibrado houve subestimativa, o modelo Litoral superestimou os valores obtidos pelo método de PM, para tais valores de umidade relativa em que o déficit de pressão de vapor é menor, a velocidade do vento de 2 a 4  $m s^{-1}$  não interferiu na taxa evapotranspirativa, com isso os modelos que não consideraram tal parâmetro apresentaram erro de superestimativa.

Ainda sobre a Figura 3 na região Sertão a faixa de umidade que predominou foi a de 50 a 75% com uma média de temperatura máxima de 31°C, UR de 60% e  $V_v$  3,3  $m s^{-1}$ , com isso podemos afirmar que o modelo Sertão que apresentou os menores valores de sub e superestimativa, foi o mais eficaz em estimar a  $ET_0$  neste local. Ao ocorrerem valores de  $V_v$  de

2 a 4 m s<sup>-1</sup> ocorreu semelhança nas estimativas entre Modelo Sertão e HS Calibrado. Porém, quando os valores de Vv estão abaixo de 2 m s<sup>-1</sup> ocorre superestimativa da ETo pelo método de HS calibrado. Para valores de Vv superiores a 4 m s<sup>-1</sup> o método de HS calibrado apresentou um comportamento de subestimativa em relação ao padrão PM (Figura 3).

Com valores acima de 75% de umidade relativa do ar (Figura 3) na região litoral a equação empírica mostrou mais eficiência em relação a HS Calibrado por obter valores de erro próximo do zero. Já a região Central registrou uma média de 26 °C de T<sub>x</sub>, 82% de UR e 3,5 de Vv, quem melhor estimou a ETo foi HS calibrado mantendo uma tendência na estimativa mesmo ocorrendo variação nos valores de velocidade do vento. Esse resultado pode ser justificado pois valores de UR acima de 80% contribuem para que não haja um grande poder advectivo do ar mesmo ocorrendo aumento da velocidade do vento.

As equações empíricas desenvolvidas estimaram de forma mais precisa a ETo nas regiões Litoral e Sertão. Na região sertão a equação empírica obteve valores do índice de Willmott (Id) 0,981 e RQEM de 0,256 mm dia<sup>-1</sup> (Tabela 8), utilizando a equação empírica COPAIS que utiliza dados de temperatura, insolação e umidade relativa do ar Alexandris, Kerkides e Liakatas, (2006) obtiveram um Id de 0.992 e um RQEM de 0.373 mm dia<sup>-1</sup> em estudo realizado na região de Copais na Grécia.

**Tabela 8.** Análise estatística das equações de estimativa da ETo.

Região	HS Original		HS Calibrado		Eq. Empírica	
	Id	RQEM (mm dia <sup>-1</sup> )	Id	RQEM (mm dia <sup>-1</sup> )	Id	RQEM (mm dia <sup>-1</sup> )
Litoral	0,896	0,213	0,914	0,398	0,949	0,143
Agrete	0,961	0,372	0,982	0,253	0,977	0,281
Sertão	0,904	0,507	0,932	0,461	0,981	0,256

Na região agreste os melhores resultados foram obtidos por HS Calibrado com valor de Id de 0,982 e RQEM de 0,253 mm dia<sup>-1</sup> (Tabela 8), estudando uma região que também apresenta altos valores de umidade relativa do ar, Pandey, Pandey e Mahanta (2014) encontraram resultados semelhantes com os coeficientes calibrados  $\alpha$  (0,0010) e  $\beta$  (0,56) com um id de 0.954 e um RQEM de 0.289 mm dia<sup>-1</sup>

Vale ressaltar os resultados de HS Original que na região Agreste obteve resultado satisfatório com um Id 0,961 e um RMSE de 0,372 mm dia<sup>-1</sup> (Tabela 8), mostrando boa adaptabilidade ao clima local, mesmo não sendo realizado nenhum tipo de ajuste.

## 6 CONCLUSÕES

As equações empíricas elaboradas apresentam as melhores estimativas da evapotranspiração de referência nas oito cidades estudadas, e em duas das três regiões homogêneas, sendo elas a Sertão e a Litoral.

A melhor estimativa da evapotranspiração de referência na região Agreste foi do modelo de Hargreaves-Samani calibrado.

Os modelos de Hargreaves-Samani original e Penman Monteith limitado não apresentaram bom desempenho na estimativa da ETo para as diferentes condições climáticas do estado do Pernambuco.

## 7 REFERÊNCIAS

- ADAMALA, S.; RAGHUWANSHI, N. S.; MISHRA, A. Generalized Quadratic Synaptic Neural Networks for ETo Modeling. **Environmental Processes**, v. 2, n. 2, p. 309-329, 2015.
- AKSOY, H.; GUVEN, A.; AYTEK, A.; YUCE, M. I.; UNAL, N. E. Discussion of “Generalized regression neural networks for evapotranspiration modelling”. **Hydrological Sciences Journal**, Rennes, v. 52, n. 4, p. 825-831, 2007.
- ALEXANDRIS, S.; KERKIDES, P. New empirical formula for hourly estimations of reference evapotranspiration. **Agricultural Water Management**, Auckland, v. 60, n. 3, p. 157–180, 2003.
- ALEXANDRIS, S.; KERKIDES, P.; LIAKATAS, A. Daily reference evapotranspiration estimates by the “Copais” approach. **Agricultural Water Management**, Auckland, v. 82, n. 3, p. 371–386, 2006.
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements- FAO Irrigation and Drainage Paper 56, **Rome**, n. 9, v. 300, p. D05109, 1998.
- BACHOUR, R.; WALKER, W. R.; TORRES-RUA, A. F.; MCKEE, M. Assessment of Reference Evapotranspiration by the Hargreaves Method in the Bekaa Valley, Lebanon. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, North Carolina, v. 139, n. 11, p. 933-938, 2013.
- BAUTISTA, F.; BAUTISTA, D.; DELGADO-CARRANZA, C. Calibration of the equations of Hargreaves and Thornthwaite to estimate the potential evapotranspiration in semi-arid and subhumid tropical climates for regional applications. **Atmósfera**, Cidade do México, v. 22, n. 4, p. 331-348, 2009.
- BERTI, A.; TARDIVO, G.; CHIAUDANI, A.; RECH, F.; BORIN, M. Assessing reference evapotranspiration by the Hargreaves method in north-eastern Italy. **Agricultural Water Management**, Auckland, v. 140, p. 20-25, 2014.
- CRUZ-BLANCO, M.; LORITE, I. J.; SANTOS, C. An innovative remote sensing based reference evapotranspiration method to support irrigation water management under semi-arid conditions. **Agricultural Water Management**, Auckland, v. 131, p. 135–145, 2014.
- SILVA, M. G.; ARRAES, F. D. D.; LEDO, E. R. F.; SANTOS, N. T.; SILVA FILHO, J. A. Avaliação da evapotranspiração de referência por Penman-Monteith usando dados climáticos mínimos no sertão do Ceará. **Revista Agro@ambiente Online**, Boa Vista, v. 7, n. 3, p. 284-293, 2013.
- HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Estimating potential evapotranspiration. **Journal of the Irrigation and Drainage Division**, Logan, v. 108, n. 3, p. 225-230, 1982.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Applied Engineering in Agriculture**, St. Joseph, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985.

IRMAK, S.; PAYERO, J. O.; MARTIN, D. L.; IRMAK, A.; HOWELL, T. A. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE-Penman-Monteith equation. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, North Carolina, v. 132, n. 6, p. 564-578, 2006.

KELLER FILHO, T.; ASSAD, E. D.; REZENDE LIMA, P. R. S. Regiões pluviometricamente homogêneas no Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, n. 4, p. 311-322, 2005.

KHOOB, A. R. Comparative study of Hargreaves's and artificial neural network's methodologies in estimating reference evapotranspiration in a semiarid environment. **Irrigation Science**, Berlin, v. 26, n. 3, p. 253-259, 2008.

LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydro climatic model validation. **Water Resources Research**, Boulder, v. 35, n. 1, p. 233-241, 1999.

LEMOES FILHO, L. C., CARVALHO, L. G., EVANGELISTA, A. W., & ALVES JÚNIOR, J. Análise espacial da influência dos elementos meteorológicos sobre a evapotranspiração de referência em Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, 14, n. 12, 2010.

MAEDA, E. E.; WIBERG, D. A.; PELLIKKA, P. K. E. Estimating reference evapotranspiration using remote sensing and empirical models in a region with limited ground data availability in Kenya. **Applied Geography**, v. 31, n. 1, p. 251-258, 2011.

MILTON, S. J.; DEAN, W. R. J.; DU PLESSIS, M. A.; SIEGFRIED, W. R. A conceptual model of arid rangeland degradation. **Bioscience**, Washington, v. 44, n. 2, p. 70-76, 1994.

PANDEY, V.; PANDEY, P. K.; MAHANTA, A. P. Calibration and performance verification of Hargreaves Samani equation in a humid region. **Irrigation and Drainage**, v. 667, p. 659-667, Sept. 2014.

PERUGU, M.; SINGAM, A. J.; KAMASANI, C. S. R. Multiple linear correlation analysis of daily reference evapotranspiration. **Water Resources Management**, Amsterdam, v. 27, n. 5, p. 1489-1500, 2013.

SENTELHAS, P. C.; GILLESPIE, T. J.; SANTOS, E. A. Evaluation of FAO Penman-Monteith and alternative methods for estimating reference evapotranspiration with missing data in Southern Ontario, Canada. **Agricultural Water Management**, Auckland, v. 97, n. 5, p. 635-644, 2010.

SHAHIDIAN, S.; SERRALHEIRO, R. P.; SERRANO, J.; TEIXEIRA, J. L. Parametric calibration of the Hargreaves-Samani equation for use at new locations hydrological processes. **Hydrological Process**, v. 27, p. 605-616, 2013.

TABARI, H.; KISI, O.; EZANI, A.; TALAEI, P. H. SVM, ANFIS, regression and climate based models for reference evapotranspiration modeling using limited climatic data in a semi-arid highland environment. **Journal of Hydrology**, West Lafayette, v. 444, p. 78-89, 2012.

TEMESGEN, B.; ECHING, S.; DAVIDOFF, B.; FRAME, K. Comparison of some reference evapotranspiration equations for California. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, North Carolina, v. 131, n. 1, p. 73-84, 2005.

WARD JR, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of the American Statistical Association**, Boston, v. 58, n. 301, p. 236-244, 1963.

WRAITH, J. M.; OR, D. Nonlinear Parameter Estimation Using Spreadsheet Software. **Journal of Natural Resources and Life Sciences Education**, v. 27, p. 13-19, 1998.