

SENSIBILIDADE DO MODELO PENMAN-MONTEITH ASCE PARA A ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA SOB DIFERENTES TIPOS CLIMÁTICOS NO BRASIL

JERSZURKI D.¹; SOUZA J.L.M.²; GURSKI B.C.¹, EVANGELISTA A.W.P.³, OLIVEIRA S.R.¹

¹Doutorado em Ciência do Solo, UFPR, e-mail: djerszurki@ufpr.br; ²Professor, UFPR; ³Professor, UFG.

RESUMO

Teve-se por objetivo no presente trabalho realizar a análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência estimada com a equação Penman-Monteith ASCE (ET_{oPM}), para os tipos climáticos brasileiros semi-árido e subtropical úmido. A influência das variáveis temperatura máxima e mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), radiação solar incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$), déficit de pressão de vapor (kPa), umidade relativa média (%) e velocidade do vento a dois metros de altura (m s^{-1}) sobre a ET_{oPM} diária foi estudada a partir de testes de sensibilidade, para o período de 44 anos (janeiro de 1970 a janeiro de 2014), considerando os dois tipos climáticos contrastantes. A sensibilidade da ET_{oPM} às variáveis climáticas mostrou-se heterogênea entre os tipos climáticos. A estimativa da ET_o a partir do método Penman-Monteith ASCE foi sensível ao déficit de pressão de vapor (DPV), radiação solar (R_s) e velocidade do vento (V). Para a estimativa de séries de ET_{oPM} , deve-se ter maiores cuidados com a coleta e processamento dos dados de umidade relativa (UR), temperatura máxima (T_{max}) e velocidade do vento (V).

Palavra-chave: coeficientes de sensibilidade, modelagem, método de Penman-Monteith

INTRODUÇÃO

A evapotranspiração de referência (ET_o) refere-se ao processo de perda de água para a atmosfera a partir da evaporação da água do solo e transpiração de uma cultura hipotética ou de referência, como a grama ou alfafa, em pleno desenvolvimento vegetativo, cobrindo completamente a superfície do solo e em condições ideais de suprimento hídrico, sem a ocorrência de excedente ou deficiência hídrica (ALLEN et al., 1998; ALLEN et al., 2008). Apenas as variáveis climáticas têm influência sobre sua estimativa, refletindo diretamente a demanda evaporativa da atmosfera, independente da espécie vegetal utilizada, estágio de desenvolvimento e práticas de manejo. Portanto, a abrangência conceitual do termo faz da ET_o uma das variáveis hidrológicas mais importantes para o cálculo da evapotranspiração da cultura, estimativa e interpretação de balanços hídricos agrícolas e manejo de irrigação (BLANEY e CRIDDLE, 1950; XU e SINGH, 2005). O modelo combinado de Penman-Monteith, inicialmente proposto por Penman (1948) e, posteriormente adaptado pela FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) (ALLEN et al., 1998) e pela ASCE (*American Society of Civil Engineers*) (ASCE-EWRI, 2005; ALLEN et al., 2008) é consagrado na literatura (PEREIRA et al., 2015), entretanto, por necessitar de um grande número de variáveis para o cálculo, inúmeras limitações são observadas para a sua utilização, dada a baixa disponibilidade de séries completas e consistentes de dados climáticos (POLO et al., 2011). Nesse sentido, faz-se necessário o conhecimento da influência individual das variáveis climáticas sobre o modelo a partir da realização de análises de sensibilidade, possibilitando a identificação de tendências, limitações e execução de adaptações no modelo, resultando na redução do número de variáveis necessárias ao cálculo e aumento da precisão nas análises. (IRMAK et al., 2006). Apesar de ser constatada a grande variabilidade de respostas da ET_o às variáveis climáticas em diferentes regiões brasileiras (LEMOS FILHO et al., 2010; ALENCAR et al., 2011), a sensibilidade da ET_o estimada com a equação Penman-Monteith FAO ou Penman-Monteith ASCE para diferentes tipos climáticos ainda não foi convenientemente estudada no Brasil. Portanto, dada a extensão territorial do país e, principalmente, à grande variabilidade da latitude e altitude entre as regiões, que resultam em variados tipos climáticos, estudos dessa natureza são interessantes e necessários. Teve-se por objetivo no presente trabalho realizar a análise de sensibilidade da evapotranspiração de referência estimada com a equação Penman-Monteith ASCE (ET_{OPM}), para os tipos climáticos brasileiros semi-árido e subtropical úmido.

MATERIAL E MÉTODOS

Foram utilizados dados históricos diários (janeiro de 1970 a janeiro de 2014) de temperatura máxima e mínima do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa média (%), insolação acumulada (horas) e velocidade do vento a dez metros de altura (m s^{-1}), disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET, 2014), provenientes de estações climatológicas automáticas centrais, contemplando dois dos tipos climáticos mais representativos do país (ÁLVARES et al., 2013) conforme a classificação climática de Köppen (1936) (TABELA 1).

TABELA 1. Tipos climáticos mais representativos do país (ÁLVARES et al., 2013), conforme a classificação climática de Koppen (1936).

Clima	----- Temperatura (°C) -----			----- Precipitação (mm) -----		Descrição
	T ₁	T ₂	T ₃	----- Mensal ----- P ₁	Anual P ₂	
Bsh			≥18		<5*P _{LIM}	Semi-árido seco, com baixa latitude e altitude
Cfb		<22&T _{M10} ≥4				Subtropical úmido, sem estação seca, com verões temperados

T₁ – temperatura do mês mais frio; T₂ – temperatura do mês mais quente; T₃ – temperatura média anual; P₁ – precipitação do mês mais seco; P₂ – precipitação do mês mais úmido; P_{LIM} – precipitação do mês mais seco do ano; T_{M10} – número de meses com temperatura <10 °C. Adaptado de Álvares et al. (2013).

A estimativa da *ET_o* diária foi realizada com o método de Penman-Monteith, parametrizado pela *American Society of Civil Engineers* (ASCE) (ASCE-EWRI, 2005).

$$ET_{oPM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma_{psy} \cdot \frac{C_n}{(T + 273)} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma_{psy} \cdot (1 + C_d \cdot u_2)}$$

Sendo: *ET_{oPM}* – evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); Δ – declividade da curva de pressão de vapor da água à temperatura do ar (kPa °C⁻¹); *R_n* – radiação líquida na superfície (MJ m⁻² dia⁻¹); *G* – balanço do fluxo de calor no solo (MJ m⁻² dia⁻¹); γ_{psy} – constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); *T* – temperatura média do ar (°C); *u₂* – velocidade do vento a dois metros de altura (m s⁻¹); *e_s* – pressão de saturação de vapor (kPa); *e_a* – pressão atual do vapor (kPa); *C_n* – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 900 para a grama batatais (adimensional); *C_d* – constante relacionada à superfície de referência e intervalo de tempo adotados, sendo considerado igual a 0,34 para a grama batatais (adimensional).

Para analisar o efeito de cada variável na estimativa da *ET_o* com o método de Penman-Monteith ASCE foram considerados acréscimos e decréscimos de uma a cinco unidades nos valores diários das principais variáveis climáticas *T_{max}*, *T_{min}* e *Rs*, de 0,4 a 2 unidades no *DPV* e de 0,5 a 2,5 em *V*, ao longo de 44 anos para as localidades e tipos climáticos avaliados (IRMAK et al., 2006). Para a quantificação da influência das variáveis em estudo sobre a *ET_{oPM}* foram calculados, para cada variável, coeficientes de sensibilidade (*C_s*) diários, conforme descrito por Smajstrla et al. (1987).

$$C_s = \frac{\Delta ET_{oPM}}{\Delta V_C}$$

Sendo: *C_s* – coeficiente de sensibilidade (adimensional); Δ*ET_{oPM}* – variação da *ET_o* com a mudança do valor da variável em estudo (mm dia⁻¹); Δ*V_C* – acréscimo ou redução de cada variável em estudo (unidade).

Cada *C_s* diário foi estimado a partir da média dos coeficientes obtidos com os diferentes incrementos para cada variável analisada, sendo o valor final médio de *C_s* de cada

dia obtido pela média dos 44 dados diários (provenientes dos 44 anos). Adicionalmente, para melhor interpretação dos resultados, foram realizadas análises de regressão linear simples entre $\Delta_{ET_{OPM}}$ e Δ_{VC} (acréscimos e decréscimos) para cada variável e tipo climático analisado.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

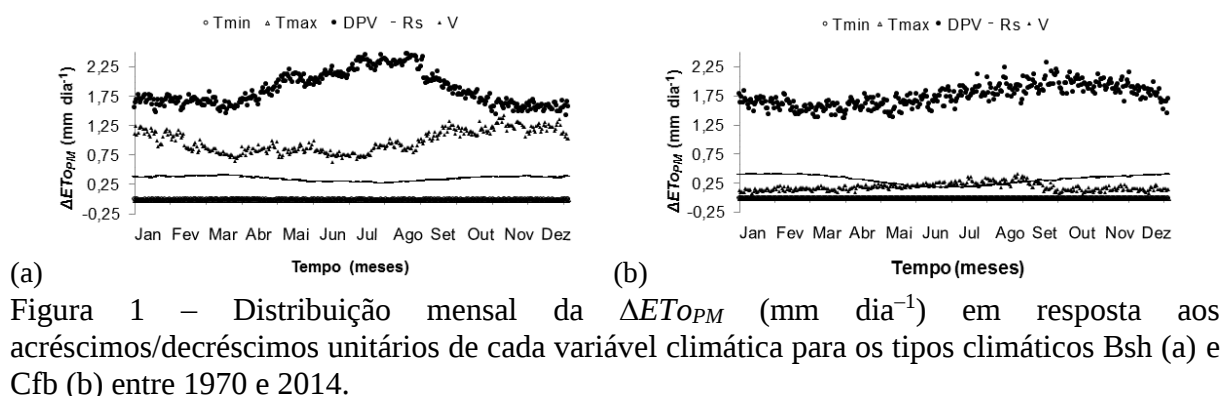
Observou-se resposta linear da ET_{OPM} em relação às variáveis climáticas, sendo obtidos altos coeficientes de determinação ($R^2 \geq 0,98$) para os tipos climáticos analisados (TABELA 2).

As variáveis T_{max} e T_{min} exerceram menor influência sobre a ET_{OPM} em períodos anuais para os tipos climáticos analisados (FIGURA 1). Em condições normais, a temperatura do ar influencia a taxa de difusão do vapor de água entre a câmara subestomática (folha) e a atmosfera, determinando a magnitude do gradiente de pressão de vapor entre o mesofilo foliar e a atmosfera. Portanto, sabendo que a pressão de saturação de vapor (e_s) é uma função exponencial da temperatura do ar e, que a ET_{OPM} é uma função linear do DPV , o incremento na temperatura resulta em incremento considerável na ET_{OPM} para climas secos. O mesmo não ocorre para climas úmidos, em que a pressão atual de vapor tende à pressão de saturação de vapor.

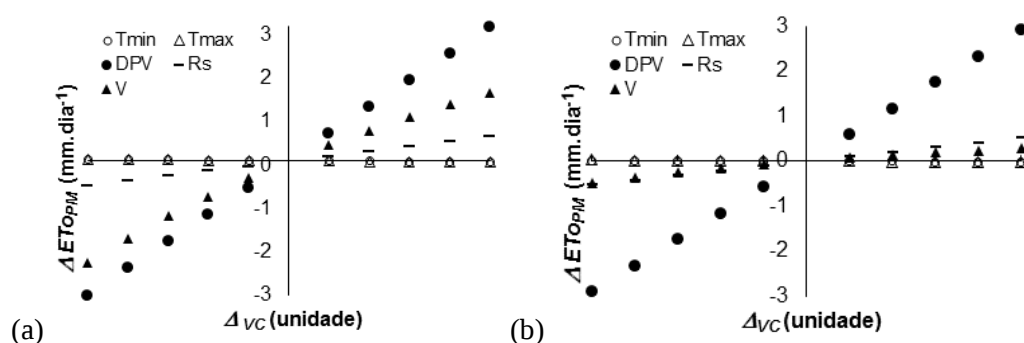
TABELA 2. Coeficientes de regressão linear entre os valores médios anuais de $\Delta_{ET_{OPM}}$ (mm dia⁻¹) e Δ_{VC} para cada variável e tipo climático analisado, entre 1970 e 2014

Tipo Climático	Variável	Coeficiente Linear (a)	Coeficiente Angular (b)	R ²
Bsh	Tmin (°C)	0,00246	-0,00632	0,99
	Tmax (°C)	-0,00037	-0,00703	0,99
	DPV (kPa)	-2,43 10 ⁻¹⁷	1,54926	1,00
	Rs (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	3,33 10 ⁻¹⁷	0,11551	1,00
	V (m s ⁻¹)	-0,16508	0,77548	0,98
Cfb	Tmin (°C)	-0,00022	-0,00390	0,99
	Tmax (°C)	-0,00024	-0,00441	0,99
	DPV (kPa)	1,57 10 ⁻¹⁶	1,45434	1,00
	Rs (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	-4,44E-17	0,10305	1,00
	V (m s ⁻¹)	-0,04333	0,15326	0,98

Os resultados do presente trabalho concordam com os obtidos por Silva et al. (2011), ao evidenciarem que a temperatura foi a variável que menos contribuiu para a sensibilidade da ET_{OPM} , em regiões de clima semi-árido.



Observou-se alta sensibilidade ao DPV em climas mais frios (subtropical) (MONTEITH e UNSWOTH, 1990), com exceção para o clima semi-árido, que apresentou maior sensibilidade entre os climas, principalmente nos meses do Inverno (FIGURA 1). No clima semi-árido, a baixa umidade relativa tendeu a favorecer os maiores DPV 's entre os climas analisados, o que aumentou a sensibilidade da ET_{OPM} , principalmente no Inverno, quando a influência da temperatura na ET_{OPM} tende a ser naturalmente menor. A cada 0,4 kPa de aumento no DPV ocorreu incremento de 1,54 mm dia⁻¹ na ET_{OPM} para o clima semi-árido (FIGURA 2), chegando a valores próximos de 2 mm dia⁻¹ nos meses de Inverno. Concordando com os resultados obtidos no presente trabalho, Wang e Dickinson (2012) comentam que a influência da pressão de saturação de vapor sobre a demanda atmosférica é especialmente pronunciada em regiões com característica semi-árida, como é o caso de alguns Estados do interior do nordeste brasileiro.



A alta sensibilidade ao DPV nos climas subtropical também pode ser explicada pela menor sensibilidade e magnitude da R_s ocorrida nessas regiões, quando comparada às regiões de clima tropical (FIGURA 1 e FIGURA 2). Assim, ocorre redução da magnitude do termo correspondente a componente de radiação na equação de Penman-Monteith, em detrimento do componente aerodinâmico.

A sensibilidade da ET_{OPM} à R_s apresentou grande variabilidade entre os climas analisados (FIGURA 2). No clima subtropical a sensibilidade foi reduzida drasticamente no Inverno (FIGURA 1), como resultado da sazonalidade da R_s ao longo do ano. Comparativamente, Irmak et al. (2003) observou grande influência da R_s sobre a ET_{OPM} em climas úmidos, concordando com o obtido no presente trabalho. Segundo Hupet e Vanclooster (2001), a radiação solar é a variável de maior influência sobre a ET_{OPM} em climas extremamente frios e úmidos, devido à menor magnitude e influência das demais variáveis climáticas sobre a equação de Penman-Monteith, característica não observada entre os tipos climáticos brasileiros. Comparativamente, Gong et al. (2006) analisando a sensibilidade da ET_{OPM} para Changjiang – China, encontraram que a umidade relativa do ar, seguida da radiação solar de ondas curtas e temperatura do ar estão diretamente relacionadas ao cálculo da ET_o em climas úmidos. Nesse sentido, combinando os resultados do presente trabalho aos obtidos na literatura, observa-se que a influência da R_s sobre a ET_{OPM} está condicionada à UR , a qual sob grandes magnitudes, tende a reduzir o DPV e, consequentemente sua influência sobre a variação da ET_{OPM} .

A velocidade do vento influenciou a ET_{OPM} positivamente, sendo a segunda variável em ordem de importância, juntamente com a R_s , para todos os climas analisados (FIGURA 1). Segundo Irmak et al. (2006), com o incremento da variável, o aumento da ET_{OPM} se dá pela redução do termo da equação de Penman-Monteith correspondente à resistência aerodinâmica. Os resultados foram contrastantes entre os tipos climáticos analisados, sendo observadas as maiores e menores sensibilidades para os climas semi-árido e subtropical, respectivamente. Assim, em condições de menor umidade relativa, o vento substitui o ar saturado e repõe ar seco com maior eficiência (ALLEN et al., 1998; EMBRAPA, 2015), quando comparado a climas úmidos, favorecendo a manutenção de maiores déficits de pressão de vapor e promovendo maior ET_{OPM} .

Os resultados obtidos no presente trabalho são promissores, justificando a proposição de modelos alternativos para a estimativa da ET_o . Portanto, dada a variabilidade da sensibilidade do modelo Penman-Monteith ASCE às variáveis climáticas, havendo a inexistência de séries de dados climáticos confiáveis para algumas localidades brasileiras, recomenda-se a adaptação do modelo às variáveis climáticas de maior sensibilidade para cada tipo climático, resultando em estimativas adequadas e mais acessíveis.

CONCLUSÕES

- A sensibilidade da ET_{OPM} às variáveis climáticas apresentou tendência heterogênea ao longo do ano e entre os tipos climáticos analisados;
- A estimativa da ET_o a partir do método Penman-Monteith ASCE apresentou maior sensibilidade ao DPV , R_s e V ;
- Na composição de séries de dados para estimar a ET_{OPM} , maiores cuidados devem ser tomados durante a coleta e determinação da UR , T_{max} e V .

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALENCAR LP, DELGADO RC, ALMEIDA TS, WANDERLEY HS. Comparação de diferentes métodos de estimativa diária da evapotranspiração de referência para a região de Uberaba. Revista Brasileira de Ciências Agrárias. 2011;6:337-343.

ALLEN RG, PEREIRA LS, RAES D, SMITH M. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. 1.ed. Rome:Food and Agriculture Organization of the United Nations; 1998.

ALLEN RG. Quality assessment of weather data and micrometeorological flux impacts on evapotranspiration calculations. *Journal of Agricultural Meteorology*. 2008;64:191–204.

ALVARES CA, STAPE JL, SENTELHAS PJ, GONÇALVES JLM, SPAROVEK G. Koppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*. 2013;22:711–728.

ASCE-EWRI. The ASCE standardized reference evapotranspiration equation. In: ALLEN RG, WALTER IA, ELLIOTT RL, HOWELL TA, ITENFISU D, JENSEN ME, SNYDER RL, editors. Report 0-7844-0805-X. American Society of Civil Engineers, Environmental Water Resources Institute, 69 p, 2005.

BLANEY HF, CRIDDLE WD. Determining Water Requirements in Irrigated Area from Climatological Irrigation Data, US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Technical, Paper, 96, p. 48, 1950.

EMBRAPA [internet]. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Sistemas de Produção; 2015 [acesso em 10 jan 2015]. Disponível em: www.embrapa.br.

GONG L, XU C, CHEN D, HALLDIN S, CHEN YD. Sensitivity of the Penman-Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin. *Journal of Hydrology*. 2006;329:3–4.

HUPET F, VANCLOOSTER M. Effect of the sampling frequency of meteorological variables on the estimation of reference evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 2001;243:192–204.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (INMET). Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP). (Site). Acesso em: 27 de dezembro de 2014.

IRMAK S, IRMAK A, ALLEN RG, JONES JW. Solar and net radiation-based equations to estimate reference evapotranspiration in humid climates. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE*. 2003;129:336–347.

IRMAK S, PAYERO, JO, MARTIN DL, IRMAK A, HOWELL TA. Sensitivity analyses and sensitivity coefficients of standardized daily ASCE-Penman-Monteith equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 2006;132:564–578.

KOPPEN W. DAS GEOGRAPHISCHE SYSTEM DER KLIMATE. KOPPEN W, GIEGER R, editors. *Handbuch der Klimatologie*. Gebruder Borntrager. 1936;1:1–44.

LEMOS FILHO LCA, MELLO CR, FARIA MA, CARVALHO LG. Spatial-temporal analysis of water requirements of coffee crop in Minas Gerais State, Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 2010;14:165-172.

MONTEITH JL, UNSWORTH MH. *Principles of Environmental Physics*. 2ed. Edward Arnold, New York; 1990, 291p.

PENMAN HL. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society Serie B*. 1948;193:120–145.

PEREIRA LS, ALLEN LG, SMITH M, RAES D. Crop evapotranspiration estimation with FAO56: past and future. *Agricultural Water Management*. 2015;147:4–20.

POLO J, ZARZALEJO LF, MARCHANTE R, NAVARRO AA. A simple approach to the synthetic generation of solar irradiance time series with high temporal resolution. *Solar Energy*. 2011;85:1164–1170.

SILVA AO, MOURA GBA, SILVA EFF, LOPES PMO, SILVA APN. Análise espaço-temporal da evapotranspiração de referência sob diferentes regimes de precipitações em Pernambuco. *Revista Caatinga*. 2011;24:135-142.

SMAJSTRLA AG, ZAZUETA FS, SCHMIDT GM. Sensitivity of potential evapotranspiration to four climatic variables in Florida. *Soil and Crop Science Society of Florida*. 1987;46:21-26.

XU CY, SINGH VP. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. *Journal of Hydrology*. 2005;308:105–121.

WANG K, DICKINSON RE. A review of global terrestrial evapotranspiration: observation, modeling, climatology and climatic variability. *Reviews of Geophysics*. 2012;50.