

UM MODELO DE EVAPORAÇÃO DE ADVECCÃO-ARIDEZ PARA PASTAGEM

José Francisco de OLIVEIRA JÚNIOR¹, Byung Hyuk KWON², Alexandre Soares dos SANTOS³, Givanildo de GOIS³,
Cássio Nirlando BARRETO³

INTRODUÇÃO

A estimativa da evaporação atual através das variáveis meteorológicas é um problema crucial na Hidrologia e na Meteorologia. Pois, a evaporação varia temporalmente e espacialmente em uma escala muito pequena, sendo difícil de se generalizar em medidas locais para uma área maior. Algumas décadas se passaram desde que BOUCHET (1963) sugeriu a hipótese de simetria entre a evaporação potencial (E_p) e a evaporação atual (E), quando o transporte d'água na atmosfera é limitada pela superfície terrestre. A simetria entre E_p e E tem sido baseada em modelos complementares, os quais requerem um único nível padrão de variáveis meteorológicas, por exemplo, BRUTSAERT e STRICKER, (1979).

A evaporação depende fortemente da umidade do solo e da radiação solar absorvida pela superfície. Conseqüentemente, utilizar a hipótese de Bouchet e o modelo proposto por PARLANGE e KATUL (1992), este modelo foi aplicado com interesse especial para agricultura da região central da Califórnia, onde o ar seco é às vezes transportado sobre os campos irrigados. Este modelo não requer a resistência superficial, conteúdo de umidade do solo ou outras medidas superficiais de aridez.

A substituição de floresta por pastagem para a agricultura é um problema agravante para região. Logo, o foco deste trabalho é testar o modelo de advecção-aridez na pastagem usando modelos de PENMAN (1948), como evaporação potencial (E_p) e PRIESTLEY e TAYLOR (1972) como de evaporação de referência da superfície úmida (E_{po}). O modelo será testado com os valores observados pelo método de eddy correlation.

MODELO DE ADVECCÃO-ARIDEZ

BOUCHET (1963) postulou que inicialmente uma superfície úmida em uma região seca, a E diminui correspondente ao aumento equivalente de E_p , e as razões de evaporação seriam iguais ($E = E_p = E_{po}$). Quando a água para evaporação torna-se limitada na superfície terrestre, principalmente para alguma quantidade de energia avaliável, a evaporação atual fica abaixo E_{po} sendo denominada de q_1 ,

$$E - E_{po} = -q_1 \quad (1)$$

só que q_1 torna-se avaliável quando E_p aumenta. A diminuição de E abaixo de E_{po} afeta primeiramente T , a UR e a estabilidade da atmosfera. Logo, Bouchet fez a hipótese de que a mudança na E_p pode ser dado por:

$$E_p = q_1 + E_{po} \quad (2)$$

Adicionando as equações (1) e (2) a relação complementar é dada por:

$$E + E_p = 2E_{po} \quad (3)$$

Baseado na hipótese de que q_1 não altera a energia avaliável, e que não há entrada repentina de alguma energia externa. A computação de E requerem uma expressão apropriada para E_p e E_{po} que é dada por variáveis meteorológicas padrões ao modelo.

O termo E_p é equação combinada de PENMAN (1948) para evaporação potencial,

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (4)$$

onde Δ é a inclinação da curva de temperatura da pressão de saturação do ar, γ é a constante psicrométrica e E_a é o poder evaporante do ar. Porém, o termo E_a usando a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (M-O), foi adotado por PARLANGE-KATUL (1992), no nosso caso continuamos com o termo na sua forma original.

Já, o termo E_{po} no modelo de advecção-aridez é descrito pela equação de Priestley e Taylor (1972).

$$E_{po} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) \quad (5)$$

onde α é uma constante entre 1 e $(\Delta + \gamma)/\Delta$, indicando que E_{po} através de grandes áreas saturadas é limitado pelo equilíbrio da evaporação e pela diferença de energia ($R_n - G$), respectivamente. A formulação desse modelo é para uma superfície úmida sempre que um fluxo de calor for positivo ou zero. O $(R_n - G)$ é idêntico e usado no cálculo de E_p . Quando $\Delta/(\Delta + \gamma)$ excede α^{-1} ou quando a inclinação da curva de temperatura se aproxima de 30° a razão de Bowen usada H_{p0}/E_{p0} é negativa ($H_{p0} = R_n - G - E_{p0}$). A equação (5) pode não ser sempre adequado para define E_{po} , às vezes para condições mínimas de advecção. Para superfícies secas ou úmidas esta restrição é geralmente satisfeita. A maior restrição na hipótese de Bouchet que ela é válida quando não existe vento em altitude sobre a superfície de interesse. Esta restrição pode ser relaxada se uma modificação for feita, envolvendo uma complementação para a hipótese na formulação do modelo de advecção-aridez computada para uma advecção em superfície úmida e referência. No evento que $E_p > (R_n - G)$ o seu aumento não é unicamente devido à energia de q_1 , mas também é um resultado do ar seco advectado o qual aumenta E_a , e conseqüentemente E_p .

A advecção é estimada para E_p usando o cálculo do fechamento do balanço de energia ($R_n - G = E_p - H_p$). O impacto da advecção for maior que o estimado para $H_p < 0$ em E_{p0} . Se a superfície for úmida e $H_p < 0$, então o modelo E_{p0} , obviamente subestima. A sugestão adotada neste trabalho é que a superfície evaporante úmida aumente $|H_p|$, quando advecção é importante. Isso, quando $H_p < 0$, e a superfície úmida evaporante é aumentada $E_{p0} = E_p + |H_p|$.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os fluxos de evaporação medidos por eddy correlation (E_{cc}) são comparados pelo modelo de advecção-aridez com ajustamento (E_{adj}) e sem ajustamento (E_{aa}) num período de 03 dias na pastagem amazônica. Além de E_{cc} , E_{adj} e E_{aa} são plotados, H_p e R_n na Figura 1. Para o período de estudo dois modelos de regressão linear na forma $E_{cc} = E_{adj}A + B$ e $E_{cc} = AE_{adj}$, onde A e B são a inclinação e a interceptação do modelo, respectivamente. O coeficiente de determinação (r^2) e o erro de estimativa padrão (EEP) para os modelo são apresentados na Tabela 1.

¹ Diretor Acadêmico e Científico da UNEMET – União Nacional dos Estudiosos de Meteorologia. Rua Dona Alzira Aguiar, 280 – Pajuçara, CEP 57030-270 - Maceió - AL. e-mail: jose.francisco@unemet.al.org.br, junior_inpe@hotmail.com

² Prof. Dr da PKNU - Pukyong National University. CP 515, 12201-970, Pusam, Coréia do Sul e-mail: bhkwon@mail1.pknu.ac.kr

³ Alunos de Meteorologia UFAL - Universidade Federal de Alagoas - Campus A.C. Simões, BR 104 - Norte, Km 97, Tabuleiro dos Martins, Maceió - AL, CEP 57072-970. e-mail: soaresal@hotmail.com; givanildogois@hotmail.com; cassionb@bol.com.br

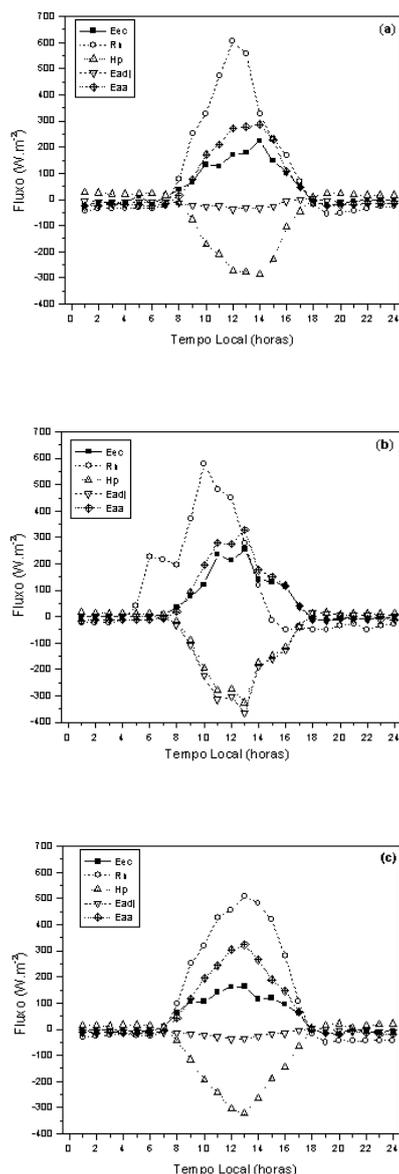


Figura 1 Comparação entre os modelo (E_{ec}) (E_{aa}), (E_{adj}) H_p e R_n para o período 10 (a), 11 (b) e 12 (c) de Agosto de 1992.

Para todos os dias o máximo de fluxo de calor latente foi de 250 W.m^{-2} , e o modelo de advecção aridez ajustado não obteve uma boa correlação, veja a Tabela 1. Já o modelo de advecção aridez sem ajustamento superestimou para todo ciclo diurno, exceto no dia 11, onde obteve uma boa concordância no início da tarde, quando $H_p < 0$. A evaporação foi baixa ($< 150 \text{ W.m}^{-2}$) e o impacto da advecção foi mínima, só que modelo sem ajustamento neste horário foi favorecido, o que não acontece com o modelo ajustado.

O aumento da velocidade do vento resultou no aumento do cisalhamento do vento, o qual aumentou significativamente o poder evaporante do ar para o dia 11/08/1992, acreditamos que isso possa ter favorecido a concordância do modelo de advecção-aridez para o período da tarde.

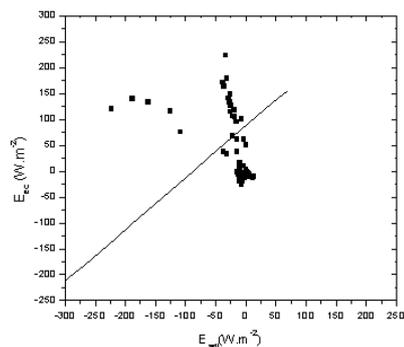


Figura 3 Comparação entre modelo medido versus modelo de ajustamento de advecção-aridez previsto ($n = 72$ pontos) e o desvio padrão $\pm 137,7978 \text{ W.m}^{-2}$.

A linha de regressão foi ($E_{ec} = 83,98 E_{adj} + 1$) e o coeficiente de determinação ($r^2 = -0,68$) indica que o modelo de advecção-aridez para pastagem com ajustamento não foi apropriado para o estudo, devido à condição imposta pela umidade da superfície e a forçante atmosférica, comprometendo assim hipótese complementar no modelo.

Tabela 1. Análise da regressão linear para $E_{ec} = A E_{adj} + B$ e $E_{ec} = A E_{adj}$, para todo o período de estudo.

Modelos de Regressão	r^2	EEP	A	B (W.m^{-2})
$Y = B.X$	-0,4	12,10		0,16
$Y = A + BX$	-0,68	16,35	83,98	1

Para o período estudado obteve-se EEP ($12,10 \text{ Wm}^{-2}$) para equação $Y = B.X$ e ($16,35 \text{ Wm}^{-2}$) para equação $Y = A + BX$. Estes resultados confirmam a não correlação entre os modelos testados para a pastagem, acreditamos que isso se deve ao fato de nós conservarmos a o modelo de Penman (1948) na sua forma original.

CONCLUSÕES

Um simples modelo complementar apresentado neste estudo foi baseado na hipótese de Bouchet (1963) e na formulação de evaporação de advecção-aridez proposta por Parlange e Katul (1992) para a pastagem amazônica, onde os dias estudados são um forte indicativo de que o modelo de advecção-aridez com ou sem ajustamento obteve pouco êxito, com exceção no período da tarde do dia 11/08/1992.

O modelo necessita de uma melhor calibração para a pastagem, principalmente com relação ao poder evaporante do ar (E_a), o qual foi mantido no modelo de Penman para efeito de comparação com modelo de Parlange e Katul (1992), este que utiliza a teoria de Monin-Obukhov para E_a .

O modelo será estendido para um período maior de dados e novas condições serão testadas a título de validar ou confirmar os resultados encontrados neste estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOUCHET, R. J. *Evapotranspiration Réelle, Évapotranspiration Potentielle, et Production Agricole*. Ann. Agron., n.14, 743-824, 1963.
- BRUTSAERT, W, STRICKER, H. *An Advection-Aridity Approach to Estimating Actual*. *Water Resources Research*, v.15, n.12, p.443-450, 1992.
- PARLANGUE, M. B, KATUL, G. G. *An Advection-Aridity Evaporation Model*. *Water Resources Research*, v.28, n.1, p.127-32, 1992.