Revista Brasileira de Geografia Física

Homepage: www.ufpe.br/rbgfe

Uma visão dos sistemas de transferência de energia e água no Oeste Paulista

Antonio Jaschke Machado

Professor Assistente Doutor. Universidade Estadual Paulista – UNESP. Autor correspondente: e-mail: jaschke.machado@gmail.com

Artigo recebido em 7/10/2016 e aceito em 13/01/2017

RESUMO

Este artigo procura sintetizar as reflexões do autor a respeito das trocas de energia e água entre a superfície e a atmosfera, reveladas a partir de suas experiências empíricas nos campos da micrometeorologia e da geografia física. O autor desilude-se a respeito da incompreensão que se tem sobre a umidade e causa-lhe surpresa como medidas relativas podem ainda nos dias de hoje ganhar vulto em meio à produção acadêmica. Propõem-se um modelo do ciclo diário da umidade absoluta vinculado ao ciclo diário do saldo radiativo observado em superfície, que por sua vez considere a dinâmica da camada limite.

Palavras-chave: saldo radiativo, pressão de vapor, climatologia física.

A systems view of energy and water exchanges in Western São Paulo State, Brazil

ABSTRACT

This paper seeks to summarize the reflections of the author about the exchanges of energy and water between the surface and the atmosphere, revealed from their empirical experiences in the fields of micrometeorology and physical geography. The author disappoints about the misunderstanding on humidity and is surprised as relative measures may still appear noticeably amid the academic production. We propose a model of the daily cycle of absolute humidity linked to the daily cycle of the net all-wave radiation observed at the surface, which in turn consider the dynamics of the boundary layer.

Keywords: net radiation, vapour pressure, physical climatology.

Introdução

A climatologia clássica praticada na primeira metade do século XX estava quase inteiramente preocupada com a distribuição temporal e espacial dos principais parâmetros climáticos (por exemplo, temperatura do ar e umidade). Embora esta informação transmita um conhecimento útil do estado da atmosfera em um local, pouco faz para explicar como isto acontece. Tais parâmetros são na realidade apenas medidas indiretas de quantidades mais fundamentais. Temperatura do ar e umidade são tão somente medidas do status da energia térmica e da água na atmosfera, respectivamente, e estão ligadas aos ciclos fundamentais de energia e água do sistema Terra-Atmosfera. O estudo destes ciclos, envolvendo os processos pelos quais tanto a energia quanto a água são transferidas, convertidas e armazenadas, forma a base da climatologia física moderna (Oke, 1987).

Aqui são abordados alguns destes processos, a transferência radiativa e a transferência de água. A água evapora de superfícies líquidas abertas (oceanos e lagos) e do solo, e é transpirada pela vegetação utilizando energia fornecida pelos fluxos radiativos. O vapor d'água retorna às superfícies condensando-se, conforme a atmosfera resfria-se e torna-se saturada. Ou o vapor d'água se dispersa através da atmosfera, caso haja mistura do ar úmido com ar seco. Evaporação, condensação e dispersão são processos ininterruptos, os quais ocorrem dia e noite sem cessar, a radiação atmosférica é apenas uma forçante destes processos, não é a causa destes processos. Mas para simplificar a análise vamos supor que em uma primeira aproximação o ritmo do vapor d'água na atmosfera depende do ritmo do balanço radiativo, cujo saldo é composto por componentes em ondas curtas (radiação solar) e componentes em ondas longas (radiação infravermelha).

Ripley e Redmann (1976) demonstram que há um ciclo diário do saldo radiativo sobre uma superfície ideal, a partir dos registros de diversos radiômetros, e que este ciclo é resultado da composição dos diferentes ciclos de cada um dos fluxos que compõem o saldo radiativo. Machado e Azevedo (2013, 2011) aprofundam a abordagem e caracterizam estes ciclos não apenas para a dimensão temporal, mas também espacialmente e sobre uma superfície muito longe do ideal, utilizando apenas um saldo-radiômetro e um pirgeômetro.

O problema para aplicar o raciocínio acima sobre objetos de pesquisa, é que raramente há registros radiométricos com periodicidade, quantidade e qualidade suficientes para compor o ciclo diário completo de 24 horas para todas as componentes do saldo radiativo. Não menos raras são as superfícies que possam ser consideradas ideais, minimamente convolutas. Além disso, é desafiador imaginar um arranjo experimental que apenas com um saldo-radiômetro, um pirgeômetro e um termo-higrômetro forneçam através de observações e parametrizações todos os fluxos que compõem o saldo radiativo, e cujos ciclos estejam associados aos ciclos da umidade absoluta, a qual por si só também demanda uma parametrização específica a partir da umidade relativa observada.

Tal arranjo experimental, pelo qual são medidos as ondas longas e o saldo radiativo, demanda uma condição que necessita ser demonstrada, a de que o saldo estimado em ondas curtas pode ser obtido através das observações do saldo conjunto somado ao saldo em ondas longas. A hipótese a que nos propusemos a investigar é a de que esta estimativa é possível desde que o saldo em ondas longas seja medido por um pirgeômetro voltado para a superfície, aplicada uma correção de -50 Wm^{-2} . Esta correção é resultado das observações do saldo radiativo em uma superfície convoluta. Em tal superfície, Machado e Azevedo (2013) observaram que este é o valor mais comum do saldo radiativo, e que possivelmente representaria, em termos das inúmeras obstruções do céu existentes em uma superfície convoluta, o limiar entre os fluxos característicos do dia e os fluxos característicos da noite, sob a perspectiva de observações realizadas em uma superfície quase ideal.

Material e métodos

Base Física dos Climas na Superfície

O processo dominante na camada mais baixa da atmosfera é a convecção (livre, forçada ou mista). A princípio, o principal controle sobre o tipo e extensão da atividade convectiva na superfície é a variação temporal da temperatura do ar. Todavia, a

variabilidade da temperatura do ar é um efeito indireto ao qual subjazem os fluxos radiativos em si. Por isso, é útil explicar e criar experimentos de observação direta da densidade do saldo-radiativo em todos os comprimentos de onda (Q^*).

Um experimento foi idealizado para estimar todas as componentes do balanço radiativo a partir de um esquema que utiliza um saldo-radiômetro (modelo NR-LITE-2, Kipp & Zonen, Amsterdam, Nederland (KZ)), um pirgeômetro (modelo CGR4 (KZ)) voltado para baixo e um termo-higrômetro (modelo HC2S3, Vaisäla, Helsinki, Finland). Em um segundo experimento, não apresentado neste estudo, utiliza-se de modo isolado um anemômetro sônico (modelo CSAT3, Campbell Scientific Inc., Logan, Utah, USA (CS)) apenas para medir a convecção.

O fluxo Q^* observado divide-se em duas componentes, o saldo-radiativo em ondas curtas (K^*) e o saldo-radiativo em ondas longas (L^*):

$$Q^* = K^* + L^* \quad (1)$$

Por sua vez, a componente K^* subdivide-se também em outras duas subcomponentes, a radiação solar global ($K\downarrow$) e a radiação solar refletida pela superfície ($K\uparrow$):

$$K^* = K\downarrow - K\uparrow \quad (2)$$

De modo análogo, o mesmo se dá com a componente L^* , subdividida entre a emissão atmosférica ($L\downarrow$) e a emissão da superfície ($L\uparrow$):

$$L^* = L\downarrow - L\uparrow \quad (3)$$

O fluxo $L\uparrow$ é estimado ao subtrair-se o fluxo $L\downarrow$ do saldo-radiativo corrigido em ondas longas a partir da observação obtida pelo pirgeômetro (L^*_c):

$$L\uparrow = L^*_c - L\downarrow \quad (4)$$

De fato, a leitura do pirgeômetro não corresponde à emissão observada, pois o próprio sensor emite ondas longas, o que interfere no dado adquirido. Para que o dado correspondesse à emissão observada a qualquer instante do dia, o aparelho deveria ser ventilado, ou deveria ser medida através de um termistor acoplado ao sensor a própria temperatura do sensor, além do conhecimento prévio de sua emissividade para que fossem realizadas correções instantâneas. Neste estudo opta-se por trabalhar diretamente com o dado bruto do pirgeômetro (L^*_o), o qual corresponde a uma aproximação considerada razoável do fluxo L^* corrigido. Considera-se ainda que o fluxo corrigido L^*_c e o fluxo observado L^*_o mantenham entre si uma relação que dependa, durante o dia, da grande variabilidade do fluxo Q^* , enquanto à noite, seja basicamente função de um limiar do fluxo Q^* que indique a transição entre o dia e a noite. Observa-se que um valor característico deste limiar corresponde a algo em torno de -50 Wm^{-2} .

Assim sendo, se $Q^* < -50 \text{ Wm}^{-2}$,

$$L^*_c = Q^* - L^*_o \quad (5)$$

Analogamente, se $Q^* \geq -50 \text{ Wm}^{-2}$,

$$L^*_c = -50 - L^*_o \quad (6)$$

O fluxo $L\downarrow$ é obtido pelo produto entre a emissividade atmosférica, estimada por Brunt (1932) como função da pressão de vapor (e), e a emissão de corpo negro, postulada pela Lei de Stefan-Boltzmann como função, neste caso, da temperatura observada do ar (T_A):

$$L\downarrow = (0,52 + 0,065 \times \sqrt{e}) \times \sigma T_A^4 \quad (7)$$

Para estimar as subcomponentes em ondas curtas, é preciso assumir a hipótese de que a componente K^* pode ser representada a partir do saldo-radiativo observado, somado ao saldo em ondas longas observado com o pirgeômetro e a uma correção de 50 Wm^{-2} :

$$K^* \cong Q^* + L^*_o + 50 \quad (8)$$

No caso de $Q^* < -50 \text{ Wm}^{-2}$ considera-se noite, ou seja, $K^* = 0$. Esta hipótese é assumida naqueles esquemas experimentais em que o pirgeômetro é voltado para a superfície, caso contrário, invertem-se os sinais nos termos da Eq. 8. Estima-se também que a superfície analisada tenha um albedo característico em torno de 0,2. Consequentemente, estima-se uma fração absorvida pela superfície, a qual se deve destacar é opaca, em torno de 0,8.

Por conseguinte, obtém-se o fluxo $K\downarrow$:

$$K\downarrow = \frac{K^*}{0,8} \quad (9)$$

E também, o fluxo $K\uparrow$:

$$K\uparrow = -0,2 \times K\downarrow \quad (10)$$

Resta ainda esclarecer que apesar dos termo-higrômetros fornecerem leituras diretas de T_A , o mesmo não ocorre para a umidade absoluta, neste estudo representada por e . Todos termo-higrômetros, sem exceção, fornecem leituras relativas da umidade (RH), cuja análise direta não tem nenhum significado para a compreensão física da atmosfera, devido a sua dependência direta em relação a T_A . Esta dependência só pode ser eliminada estimando-se e , a partir da

pressão de saturação para o vapor existente no ar (e_{SAT}):

$$e = \frac{RH}{100} \times e_{SAT} \quad (11)$$

Os valores de e_{SAT} são calculados automaticamente a partir do código SatVP (CS, 2012) baseado na relação polinomial com T_A , desenvolvida por Lowe (1977).

Breve Caracterização da Localidade onde Q^* é medido

O Oeste Paulista é a mais ocidental de todas as regiões do Estado de São Paulo e está localizada na confluência do vale do rio Paranapanema com o vale do rio Paraná. A cidade mais populosa na área estudada é Presidente Prudente ($22^\circ 07' 47'' \text{S}$, $51^\circ 24' 31'' \text{W}$), situada a aproximadamente 600 km do Oceano Atlântico e localizada a aproximadamente 400 m acima do nível do mar. Abrange uma área municipal de aproximadamente 562 km^2 , onde vivem mais de 200 mil habitantes (IBGE, 2015) adensados no interior de uma malha urbana de cerca de 30 km^2 .

A Figura 1 mostra os principais aspectos da superfície do terreno na área urbana de Presidente Prudente (Figura 1a), com destaque à micro bacia do córrego do Veado (Figura 1b), em cuja vertente sul localiza-se a estação meteorológica. A topografia foi amostrada e georreferenciada durante uma campanha em 2012. A área urbana mais adensada de Presidente Prudente localiza-se sobre um espigão.

A paisagem das cidades no Oeste do Estado de São Paulo é caracterizada por uma grande variedade de formas urbanas, um aspecto típico da paisagem contemporânea brasileira (Macedo, 2012). Nos anos recentes o contraste entre espaços livres, tal como praças, zonas de pedestres e áreas centrais, e, por outro lado, espaços privativos, tal como conjuntos habitacionais, condomínios fechados e jardins privados, têm aumentado acentuadamente. A forma urbana contrasta contundentemente com a área rural ao redor.

Figura 1. Localização geográfica e topografia amostrada em metros acima do nível do mar para a área urbana de Presidente Prudente (a) e a micro bacia do córrego do Veado (d) a noroeste da área urbana amostrada em Presidente Prudente, em cuja vertente sul localiza-se a Estação Meteorológica (MS).

Experimentos realizados

Três campanhas foram realizadas para coletar dados, a primeira em 2012, a segunda em 2015 e a terceira a partir de março de 2016. Na primeira, os experimentos foram realizados em várias localidades de Presidente Prudente, Assis e Iepê, enquanto em 2015 e em 2016 os experimentos passam a ser realizados em uma determinada localidade de Presidente Prudente, a estação meteorológica da FCT/Unesp. Neste estudo é apresentado um exemplo dos dados coletados na atual campanha de 2016. A estratégia utilizada tanto na campanha de 2012 quanto na de 2015 foi a instalação do CSAT3 (CS) em estruturas urbanas existentes a alturas entre 1 e 3 m acima do chão (Figs.2a, 2c). Enquanto a estratégia utilizada na campanha de 2016 e testada

anteriormente em 2012 diferencia-se pela instalação do saldo-radiômetro (KZ), pirgeômetro (KZ) e termo-higrômetro (Vaisälla) (Figura 2b).

Séries temporais de dados para as componentes do vento, saldo-radiativo, fluxo radiativo em ondas longas, temperatura e umidade do ar foram registradas nestas localidades em intervalos de tempo variando desde algumas horas até um ciclo diurno completo entre o nascer e o pôr do sol. Os dados foram adquiridos automaticamente com um sistema de aquisição de dados (modelo CR3000 (CS)) a uma frequência de 0,2 Hz e armazenados em intervalos de 5 min na campanha de 2016. Todos os locais de observação foram georreferenciados, e suas elevações acima do nível do mar amostradas com um GPS automático (Garmin).

Figura 2. Estação meteorológica na FCT/UNESP (a), saldo-radiômetro, pirgeômetro, termo-higrômetro (b) e anemômetro sônico (c) instalados e operando.

Resultados e discussão

Balanco Radiativo em uma Localidade Quase “Ideal”

Os climas da camada limite respondem aos processos que operam em escalas de tempo de menos de um dia. As características gerais mais importantes do regime de energia diurna em um determinado local são melhores observadas ao se considerar o caso de uma localidade “ideal”. Esta localização apresenta

mínima complicação sendo ela horizontal, homogênea e extensa. Estes critérios garantem que os fluxos da superfície/atmosfera são espacialmente uniformes e confinados à direção vertical. Para reduzir as flutuações no domínio temporal apenas são consideradas inicialmente condições sem nuvens, de modo que a entrada de energia solar seja uma onda suave. A superfície é plana, úmida, de solo exposto (ou grama curta) localizada em latitudes médias na estação quente. Esta superfície pode ser encontrada

em estações meteorológicas. Conforme os fluxos de energia observados na estação meteorológica de Presidente Prudente, SP define-se esta localidade como quase “ideal”, por localizar-se em baixa latitude (22°S), na estação fria e pela presença de copas de árvores próximas a esta localidade.

A Figura 3 mostra a evolução das componentes do balanço radiativo em um local onde quase se encontram os critérios “ideais”. O padrão de radiação incidente em ondas curtas ($K_{\downarrow}$) é controlado pelos ângulos azimutal (Ω), zenital (Z) do Sol em relação ao horizonte, com um máximo ao meio-dia local, e pela cobertura das copas de árvores próximas, no início da manhã. A radiação refletida em ondas curtas a partir da superfície ($K_{\uparrow}$) depende da quantidade incidente ($K_{\downarrow}$) e do albedo da superfície (α). A radiação incidente em ondas longas emitida pela atmosfera ($L_{\downarrow}$) na ausência de nuvens depende da temperatura e da emissividade da massa atmosférica de acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann. A radiação emitida em ondas longas a partir da superfície ($L_{\uparrow}$) é governada similarmente pela sua temperatura e emissividade. O saldo radiativo para todos os comprimentos de onda (Q^*) é a troca de energia mais importante, porque para a maioria dos sistemas ele determina se a energia disponível flui da superfície para a atmosfera ($Q^* > 0$), ou, ao contrário, flui da atmosfera para a superfície ($Q^* < 0$).

Nas primeiras horas da manhã a evapotranspiração (E) da água na superfície (orvalho, água do solo e água das plantas) em uma atmosfera moderadamente instável adiciona umidade (por fluxo convectivo) às camadas mais baixas e a umidade aumenta de forma bastante acentuada (Figura 3). No fim da manhã, embora E atinja um pico a concentração de vapor d’água cai abruptamente. Isto é o resultado da atividade convectiva que penetra os níveis superiores da camada limite tal que a concentração de vapor torna-se diluída pela mistura com parcelas de ar mais seco descendo dos níveis acima.

Esta característica é observada mais facilmente em estações localizadas no interior dos continentes ou em desertos onde o ar é seco e o aquecimento da superfície é intenso. No fim da tarde e início da noite o resfriamento da superfície é intenso

e as camadas mais baixas tornam-se estáveis. Assim, a habilidade de transportar vapor para as camadas mais altas é menor do que a taxa a qual ele continua a ser adicionada a partir da superfície. O vapor acumula-se nas camadas mais baixas e um pequeno aumento da umidade é observado (Figura 3, no canto). Depois disso, E diminui noite adentro. Sobre condições de calmaria, o vapor é transferido para abaixo como orvalho. Sobre condições de vento moderado, o vapor é transferido para cima, aumentando E , e, consequentemente, a umidade, mesmo antes do nascer do sol. Após o nascer do sol o ciclo recomeça.

Umidade Atmosférica em uma Localidade Quase “Ideal”

Antes de uma discussão da transferência do vapor d’água entre a superfície e a camada de ar acima dela, que é tão importante por causa da sua energética, é necessário explicar como representamos o conteúdo de vapor do ar. A este conteúdo de vapor chamamos umidade. Existem muitos caminhos para expressar a umidade. Para evitar confusão vamos restringir nosso interesse aqui a uma medida básica: a pressão de vapor. A pressão de vapor (e) é uma medida da pressão parcial exercida pelas moléculas de vapor d’água no ar. Os valores típicos da pressão de vapor são inferiores a 40 hPa que é muito menor quando comparado aos 970 a 1030 hPa da pressão atmosférica total registrada nos mapas meteorológicos.

A umidade atmosférica é uma quantidade difícil de medir com algum grau elevado de acurácia. Existem no mínimo trinta instrumentos diferentes, comumente denominados higrômetros, designados para medir a umidade. Os procedimentos para medir a umidade são classificados em cinco categorias: esquemas psicrométricos, métodos de absorção da umidade, esquemas de condensação, esquemas eletroquímicos e esquemas de absorção da radiação. Na prática o número de métodos utilizados em campo é muito menor, e deste o simples, mas bem testado, esquema psicrométrico de bulbo seco e bulbo úmido permanece o mais popular.

Figura 3. Componentes do balanço radiativo Q^* (linha escura), $K_{\downarrow}$ (positivo) e $K_{\uparrow}$ (negativo) (linhas claras finas), $L_{\downarrow}$ (positivo) e $L_{\uparrow}$ (negativo) (linhas claras grossas) a 27 de julho de 2016, em Presidente Prudente, SP (22°S) sobre uma cobertura de 10 cm de grama cultivada. Céu sem nuvens durante todo o período de 24 h, parcialmente encoberto por copas de árvores situadas a NE do local de observação. O gráfico no canto superior direito mostra a temperatura do ar (linha escura) e a pressão de vapor (linha clara). As linhas verticais delimitam os períodos da madrugada, manhã, tarde e noite.

À guisa de esclarecimento, a densidade do conteúdo de vapor no ar, que é simplesmente a concentração em massa de vapor d'água em um volume de ar, também é denominada umidade absoluta. Durante o processo de evaporação o gradiente de umidade entre a superfície e o ar pode enfraquecer, de modo que se estabelece o equilíbrio entre as moléculas de água que escapam para o ar e aquelas que retornam ao estado líquido. O ar então é denominado saturado, e os valores de umidade são a pressão de vapor de saturação (e_{SAT}). A umidade relativa (RH) é a razão entre a pressão de vapor no ar (e) observada e a pressão de vapor de saturação (e_{SAT}), com relação a uma superfície hipotética plana e coberta por água pura à mesma temperatura e pressão atmosférica em que se realizam as observações.

A Figura 4 mostra a evolução do conteúdo de vapor d'água do ar no mesmo local onde foram observadas as componentes do balanço radiativo (Figura 3). O padrão de saturação para o vapor d'água no ar (e_{SAT}) é controlado pela temperatura do ar (T_A). Durante toda a madrugada até o início da manhã o ar resfriado perde sua capacidade em

reter o vapor d'água, à tarde o ar aquecido recupera esta capacidade e à noite, quando o ar novamente se resfria, o ciclo se reinicia.

Relativamente a esta capacidade (RH) o ar atinge sua máxima aproximação do ponto de saturação na primeira parte da manhã, afastando-se, posteriormente, até atingir o máximo distanciamento deste ponto na parte final da tarde. Nota-se que a curva de RH é praticamente uma réplica invertida da curva de e_{SAT} . Uma sutil diferença é a oscilação de pequena amplitude percebida na curva de e_{SAT} que se inicia no fim da manhã e prolonga-se por quase toda a tarde, a mesma sensibilidade não é percebida na curva de RH. Isto mostra que o sensor do termo-higrômetro é mais suscetível às oscilações de temperatura do ar que se movimenta na camada limite, do que às oscilações de umidade, haja vista que e_{SAT} é função de T_A , bem como a dificuldade em se medir a umidade com acurácia.

A umidade absoluta (e), que de fato mede o conteúdo de vapor d'água presente no ar, guarda certa similaridade com a relativa, mas se notam duas diferenças importantes. Primeiramente, o

máximo em e é posterior ao pico de saturação em RH e ocorre na segunda parte da manhã. Ou seja, há um período bem no meio da manhã no qual apesar do ar tornar-se menos saturado de vapor d'água (curva RH inicia a queda), o ar continua recebendo vapor d'água da superfície (curva e continua em ascensão). Apenas próximo ao meio-dia é evidente a queda abrupta da umidade absoluta, reflexo da mistura convectiva no interior da camada. Em segundo lugar, há uma elevação significativa (de 25% a 50%) na curva de RH após o anoitecer e por toda a noite, o mesmo não é

observado na curva de e (oscila entre 9 hPa e 11 hPa). Ou seja, o vertiginoso aumento de RH durante a noite não significa que a umidade do ar efetivamente aumentou, na verdade manteve-se praticamente constante em torno de 10 hPa. Este vertiginoso aumento nada mais é do que resultado do resfriamento da camada de ar sobre a superfície e a manifesta constatação de que RH é meramente função dos ciclos de resfriamento noturno e aquecimento diurno.

Figura 4. Umidade absoluta e (linha escura), umidade de saturação e_{SAT} (linha clara) e umidade relativa RH (linha círculos abertos) a 27 de julho de 2016, em Presidente Prudente, SP (22°S) sobre uma cobertura de 10 cm de grama cultivada. Céu sem nuvens durante todo o período de 24 h, parcialmente encoberto por copas de árvores situadas a NE do local de observação. O gráfico no canto superior direito mostra a temperatura do ar (linha escura) e a pressão de vapor (linha clara). As linhas verticais delimitam os períodos da madrugada, manhã, tarde e noite.

Conclusões

Com os resultados e argumentos apresentados, demonstra-se que, no caso de uma superfície quase ideal, o saldo radiativo em ondas curtas pode ser estimado diretamente das observações de um saldo-radiômetro somadas ao saldo radiativo em ondas longas medidas por um pirgeômetro voltado para a superfície, a qualquer instante do dia ou da noite. Resta demonstrar a validade geral desta relação para diferentes tipos de tempo meteorológico.

Evidencia-se claramente um máximo na magnitude de $L_{\uparrow}$ que se desenvolve lentamente em

associação à evolução de Q^* , atingindo o ápice no início tarde e resultado do aquecimento solar. Um segundo máximo, muito menos duradouro, porém de magnitude equivalente, é percebido após o pôr do sol, possivelmente resultado da dissipação para a superfície da energia solar armazenada durante o dia pelo solo.

É muito claro que o saldo radiativo em superfície pode ser decomposto em fluxos em ondas longas e em fluxos em ondas curtas, corroborando Ripley e Redmann (1976). Também é claro que o mesmo saldo radiativo favorece os ciclos de aquecimento do ar

sobrejacente à superfície, bem como, da evaporação da água diluída na superfície, impulsionando a mistura convectiva. Em contrapartida, a mistura convectiva dissipa o calor armazenado e favorece os ciclos de resfriamento do ar sobrejacente à superfície, bem como, da deposição do vapor d'água disperso no ar.

Por fim, apenas a observação da umidade relativa não é suficiente para avaliar o conteúdo de água realmente existente no ar. É imprescindível, para esta finalidade, estimar alguma medida absoluta da umidade, caso contrário, não se trata de discutir ciência atmosférica.

Agradecimentos

O autor gostaria de agradecer à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) por fornecer suporte financeiro (proc. no. 2011/08520-8) e aos revisores anônimos cujos comentários ajudaram a melhorar este artigo.

Referências

- Brunt, D., 1932. Notes on radiation in the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 58, 389-420.
- CS. Campbell Scientific, Inc., 2012. Instruction manual: HC2S3 temperature and relative humidity probe. Logan, UT.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2015. Censo 2014. Disponível: <http://www.censo2014.ibge.gov.br>. Acesso: 03 jul. 2015.
- Lowe, P.R., 1977. An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure. Journal of Applied Meteorology 16, 100-103.
- Macedo, S.S., 2012. Paisagismo brasileiro na virada do século: 1990-2010. 1 ed. EDUSP/ Editora UNICAMP, São Paulo e Campinas.
- Machado, A.J., Azevedo, T.R., 2013. Spatial distribution in long-wave radiation flux in São Paulo city, Brazil. World Journal of Engineering and Physical Sciences [online] 1. Disponível: <http://wsrjournals.org/download.php?id=268669229525938466.pdf&type=application/pdf&op=1>. Acesso: 03 jul. 2015.
- Machado, A.J., 2011. Análise do balanço radiativo na Avenida Queiroz Filho – São Paulo/SP, sob condição de céu claro na estação seca. Geografia: Ensino & Pesquisa [online] 15. Disponível: <https://periodicos.ufsm.br/geografia/article/viewFile/7373/4412>. Acesso: 03 jul. 2015.
- Oke, T.R., 1987. Boundary Layer Climates. 2.ed. Routledge, London.
- Ripley, E.A., Redmann, R.E., 1976. Grassland, in: Monteith, J.L. (Org.) Vegetation and the Atmosphere 2, Case Studies. 1 ed. Academic Press, London, pp. 13-55.