



Universidade Estadual do Norte Fluminense
"Darcy Ribeiro"
Centro de Ciências e Tecnologias Agropecuárias
Laboratório de Engenharia Agrícola - LEAG

Exame de Qualificação

BALANÇO DE ENERGIA EM SUPERFÍCIES VEGETADAS

Avaliador: Prof. Romísio Geraldo Bouhid André

Doutorando: José Carlos Mendonça

Campos dos Goytacazes, RJ, Março/2005

Balço de Energia em Superfícies Vegetadas

1- Introdução

Os movimentos atmosféricos são causados, principalmente, pela radiação solar absorvida pela superfície terrestre e pela atmosfera, pois os processos radiativos influenciam diretamente tanto na dinâmica como na termodinâmica da atmosfera, através da geração de taxas de aquecimento/esfriamento, bem como da geração de saldos dos fluxos radiativos disponíveis na superfície. A radiação eletromagnética (REM) interage com os processos dinâmicos através dos processos termodinâmicos, os quais estão inter-relacionados (Liou, 1992). Deste inter-relacionamento evidenciam-se: 1) os processos físicos de transferência radiativa são influenciados pela temperatura, uma vez que a emissão termal e os coeficientes de absorção são funções da temperatura; 2) a troca de fluxo radiativo produz aquecimento/esfriamento atmosférico afetando diretamente a taxa local da mudança de temperatura e indiretamente a velocidade vertical de cada camada atmosférica; 3) os campos de temperatura e de velocidade vertical estão relacionados com os ventos horizontais de grande escala, que, por sua vez, também afetam a distribuição de temperatura, umidade e nuvens, e conseqüentemente, o balanço de energia sobre as superfícies vegetadas.

A energia utilizada nos processos de aquecimento e resfriamento do ar e do solo, na transferência de vapor d'água da superfície para atmosfera, e no metabolismo das plantas e dos animais, é proveniente da radiação solar. Neste sentido, é importante se estudar a partição dos componentes do balanço de radiação à superfície e, sobretudo, aqueles relacionados com as perdas de água da superfície para atmosfera.

2 – Origem da Radiação Solar:

O Sol emite radiação em praticamente todos os comprimentos de onda, embora 99,9% da energia vinda do Sol se situe na faixa compreendida entre 0,15 e 4,0 μm de comprimento de onda, por isso mesmo conhecida como domínio da radiação solar. Dentro desse intervalo, cerca de 52% da radiação solar que atinge a superfície da Terra está na faixa espectral do infravermelho, 44 % na do visível e 4% na do ultravioleta (Lemon, 1965).

A energia solar que, num dado instante e local, atinge a superfície terrestre é chamada de radiação global. A radiação global pode ser dividida em duas componentes:

- a radiação direta, que provém diretamente do disco, quando este se mostra total ou parcialmente visível; e
- a radiação difusa, resultante da ação de espalhamento da atmosfera e que atinge o local considerado após ter sofrido um ou mais desvios.

Evidentemente, caso o disco solar esteja oculto, a radiação global que alcança o observador é exclusivamente difusa. Na situação mais comum, porém, ela é a soma das duas contribuições mencionadas.

Segundo Varejão-Silva (2000), acredita-se que a energia solar é originada de reações termonucleares, capazes de produzir um núcleo de hélio (partícula alfa) a partir de quatro núcleos de hidrogênio (prótons), usando o carbono e o nitrogênio como elementos intermediários e que são restaurados no final da reação (à semelhança de catalisadores). Por isso, a quantidade de carbono e nitrogênio existente no Sol não se deve alterar com o tempo (em decorrência do processo de gênese da energia).

A energia solar é a fonte primária de energia responsável por todos os processos físicos naturais. A radiação líquida ou saldo de radiação (R_n) sobre uma superfície vegetada é a soma algébrica de todos os fluxos radiantes de ondas curtas e de ondas longas que sobre ela incidem, se constituindo, em condições atmosféricas normais, na principal fonte de energia utilizada nos processos físico-químicos que ocorrem sobre as comunidades vegetais existentes na superfície terrestre.

Funcionando como um radiador quase perfeito, o sol emite a radiação próxima à máxima eficiência possível para um corpo na sua temperatura efetiva (Schowengerdt,

1997). Assim, a excitância espectral proveniente do sol ($M\lambda$) pode ser modelada pela Equação do Corpo Negro de Plank, onde:

$$M\lambda = C_1 / \lambda^5 [e^{C_2/(\lambda T)} - 1] \quad (1)$$

Onde, $C_1 = 3,74151 \times 10^8 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^4$, $C_2 = 1,43879 \times 10^4 \mu\text{m K}$ e T é a temperatura do corpo negro em Kelvin (K).

Utilizando esses valores e especificando o comprimento de onda (λ) em micrometros (μm) calcula-se então o fluxo de energia radiante por unidade de área da superfície do sol, por unidade de comprimento de onda em $\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ (Slater, 1980, apud Aragão, 2004).

Além disso, os picos da função do corpo negro em um dado comprimento de onda podem ser determinados pela lei de Wien.

$$\lambda_{\text{max}} = 2898/T \quad (2)$$

Onde a temperatura do corpo negro é dada em K e o comprimento de onda no qual a radiação é máxima em μm .

A quantidade de energia que atinge o topo da atmosfera ou irradiância (E_o) ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$) é dada por:

$$E_o\lambda = (M_\lambda / \pi) \times (\text{Área do disco solar} / (\text{Distância Terra-Sol})^2) \quad (3)$$

Em seu movimento de translação, a Terra alternadamente se afasta e se aproxima do sol. Por essa razão, o fluxo de energia solar que é interceptado por este planeta muda ao longo do ano. Com o objetivo de obter um padrão que servisse como termo de referência à análise da variação daquele fluxo, estabeleceu-se a constante solar, sendo denominada como a quantidade de energia proveniente do Sol que, na unidade de tempo, é interceptada

por uma superfície plana, de área unitária, perpendicular à direção os raios solares e situada fora da influência da atmosfera, a uma distância do Sol igual à distância média Terra-Sol.

No presente momento, o valor mais aceito é: $J = 1392 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

3- Interações entre Radiação Solar e Superfícies Vegetadas

Monteith (1975) relata que a interação entre radiação e plantas vivas pode ser dividida em três categorias distintas: efeitos térmicos; efeitos fotossintéticos e efeitos fotomorfogênicos.

Referentes aos efeitos térmicos, citam que mais de 70% da radiação solar absorvida por plantas é convertida em calor e usado como energia para transpiração e para trocas convectivas de calor com o ar circunvizinho. Estas trocas determinam a temperatura de folhas e de outras partes de planta; Quanto aos efeitos fotossintéticos, citam o uso da radiação solar na fotossíntese, para produção e armazenamento de combinações orgânicas.

A radiação solar tem um papel importante como regulador e controlador em processos de crescimento e desenvolvimento das plantas. Vários aspectos dessas interações não são, contudo, totalmente compreendidos, apesar de ter sido estabelecido que a região de radiação fotomorfogeneticamente ativa começa dentro do ultravioleta, estende-se pela região do visível e termina próxima a região do infravermelho próximo. Em adição a qualidade do espectro e do conteúdo de energia, o efeito fotomorfogênicos da radiação depende também da variação periódica do tempo, alternando em períodos de claro e escuro, suas durações, etc. A quantidade de energia radiante utilizada nos processos fotomorfogênicos é insignificante. Uma vez que a radiação absorvida, conforme já citado anteriormente, é a principal fonte de energia na interação da atmosfera e vegetação, estudos micrometeorológicos concentraram-se nos efeitos térmicos de radiação. Radiação de ondas longas também deve ser levada em consideração nesses estudos e radiação de ondas curtas e longas são combinados em saldo de radiação, ou radiação líquida (R_n).

O efeito que a radiação exerce sobre as plantas varia conforme o comprimento de onda. Segundo Chang (1968), radiações com comprimento de onda:

- até 0,28 μm , provocam rapidamente a morte das plantas (ultravioleta);
- de 0,28 a 0,40 μm , são bastante nocivas até 0,32 μm e acima deste limite, provocam inibição do crescimento (ultravioleta e violeta);
- de 0,40 a 0,51 μm , tem acentuada absorção de clorofila e xantofila (correspondem, aproximadamente, às cores índigo e azul);
- de 0,51 a 0,61 μm , abrangendo praticamente as cores verdes e amarela, exercem pouca influência no processo fotossintético;
- de 0,61 a 0,72 μm , coincidem aproximadamente com as cores laranja e vermelha e possuem acentuada ação fotossintética;
- de 0,72 a 1,0 μm , interferem na elongação, floração coloração dos frutos e germinação das sementes;
- acima de 1,0 μm , ao que se sabe, não exercem nenhum papel especial. Quando absorvidas são usadas nos processos bioquímicos.

A transferência de radiação em um ponto da planta ainda é um problema complicado na biogeofísica. As complicações principais são a grande variabilidade e a desuniformidade da arquitetura das comunidades vegetais como também de plantas individuais. Mudanças na direção e no comprimento da radiação solar incidente se acrescenta a essas complicações.

A teoria de transferência de radiação em sítios específicos está baseada no tratamento de um ponto com uma turbidez média, pela qual a radiação se espalha pelas folhas, como elementos médios. Essa teoria foi originalmente desenvolvida na astrofísica e depois modificada para descrever as principais características da radiação em pontos horizontalmente bem desenvolvidos e homogêneos (Ross, 1964, apud Monteith, 1975).

A radiação localizada é determinada pelos seguintes fatores:

- 1- Condições da radiação incidente: Consiste em dois componentes: radiação solar direta como um feixe de raios paralelos que alcançam um ponto do disco solar através da atmosfera da terra e radiação solar difusa, que se espalha na atmosfera da terra e alcança os pontos em todas as direções do céu.
- 2- Propriedades ópticas de um ponto: A radiação interage com os órgãos da planta através de absorção e espalhamento. Esses processos variam amplamente em várias partes do espectro e dependem da estrutura de folha, idade de folha, distribuição espectral e ângulo de radiação incidente, etc. A radiação se espalhando pode ser dividida em reflexão e transmissão. A cor das folhas é devido a uma reflexão relativamente grande da luz verde e da sensibilidade do olho humano, mas a reflectividade absoluta é maior no espectro do infravermelho próximo. A transmissão de folhas grossas, talos e galhos são zero. A distribuição angular do espalhamento depende da estrutura da superfície da folha e dos tecidos internos. Folhas lustrosas têm um componente de reflexão consideravelmente grande. Se a absorção é grande (como na PAR e na radiação de ondas longas), espalhamentos múltiplos podem ser negligenciados, permitindo simplificações essenciais no tratamento matemático do problema.
- 3- Propriedades ópticas da superfície do solo: Propriedades ópticas do solo debaixo de um ponto são especificadas pelo coeficiente de reflexão (albedo) ou em mais detalhe pela função de reflexão. Na maioria dos casos, a reflexão da superfície do solo pode ser negligenciada, especialmente em vegetação densa, mas possui um papel importante quando a vegetação estiver escassa e quando a superfície do solo estiver descoberta de vegetação.

- 4- Padrão de arquitetura: Este é o fator mais importante que determina muitas características do regime de radiação em um ponto. Grandes variações de radiação que acontece dentro de um ponto em um dia claro, sem nuvens como resultado da alternância de áreas ensolaradas e sombreadas e são determinadas pela arquitetura da copa e pela distribuição das plantas na superfície do solo, distribuições de folhas dentro de um volume de planta, tamanho das folhas, orientação e etc.

Segundo Monteith (1975) na teoria da transferência da radiação é conveniente dividir radiação localizada em três componentes, a saber: Radiação direta, difusa e complementar, sendo a radiação solar direta aquela que como um feixe de raios, penetram pelas aberturas na folhagem sem alteração apreciável; radiação solar difusa, aquela que penetra pelas aberturas sem interagir com a folhagem e a radiação complementar, esta, devido ao espalhamento da radiação direta e difusa na folhagem e na superfície do solo.

Em micrometeorologia um termo amplamente usado na radiação é “irradiância sobre ou abaixo de uma superfície horizontal” (densidade de fluxo de radiação descendente ou ascendente). Em casos especiais o termo 'irradiância na superfície exposta em uma direção obtida' também pode ser usado, como por exemplo, no cálculo de irradiância em folhas não horizontais.

A unidade de irradiância no sistema internacional é W.m^{-2} . Uma unidade extensamente usada, em publicações prévias, era a de caloria por centímetro quadrado por minuto ($\text{cal cm}^{-2} \text{min}^{-1}$), podendo ser relacionada pela seguinte relação:

$$1 \text{ cal cm}^{-2} \text{min}^{-1} = 698 \text{ W.m}^{-2} \quad (4)$$

A radiação solar é a mais importante fonte de energia para toda a biosfera. Na interação da radiação solar que incide sobre uma superfície vegetada, parte dela é refletida de volta para o espaço, outra parte é absorvida pelo dossel, e eventualmente pelo solo, contribuindo para o seu aquecimento, e uma terceira parte é transportada para a atmosfera pelos processos energéticos de trocas turbulentas que envolvem o dossel e a atmosfera. O saldo de radiação à superfície é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente menos à radiação

global refletida, e a radiação proveniente da atmosfera menos aquela emitida pela superfície da Terra.

Em condições atmosféricas normais, conforme já comentado anteriormente, o balanço de energia à superfície, representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície e determina a quantidade de fluxo de energia disponível para a evaporação da água e para a variação na temperatura da superfície sendo, portanto, mais complexo que no topo da atmosfera, já que considera os fluxos de energia e de umidade por condução e por convecção no movimento dos fluidos, os quais dependem basicamente da insolação, das características da superfície tais como umidade, cobertura vegetal e albedo, e do estado da atmosfera.

4 - O Balanço de Energia:

O balanço de radiação em uma determinada superfície é a contabilização líquida entre toda a energia radiante recebida e perdida pela superfície, ou seja, a contabilização de todos os ganhos e todas as perdas.

Concretamente, o balanço de energia, ou saldo de energia, é obtido pelo somatório dos balanços de radiação de ondas curtas (BOC) e ondas longas (BOL) e pode ser representado pela seguinte equação:

$$R_n = BOC + BOL \quad (5)$$

Onde BOC, o balanço de radiação de ondas curtas e BOL, o de ondas longas.

4.1- Balanço de Ondas Curtas - BOC:

Conforme citado anteriormente, o Sol apresenta a máxima emitância de energia dentro do espectro visível (no comprimento de onda próximo a $0,5\mu\text{m}$), sendo que a quantidade total do fluxo de energia solar radiante que atinge o topo da atmosfera terrestre equivale a 1367 Wm^{-2} (Constante Solar). Cerca de 99% da radiação eletromagnética (REM) emitida pelo Sol encontra-se concentrada na região do espectro solar, que abrange a faixa

espectral de 0,1 a 4 μm , correspondendo às bandas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo, sendo também denominada radiação de onda curta (Brutsaert, 1982).

Considerando a inexistência de observações de radiação solar em muitos pontos da superfície da Terra e às dificuldades inerentes à sua obtenção, muitos modelos têm sido desenvolvidos visando estimar as radiações solar global, difusa e direta. Entre eles, citam-se os de Beyer et al. (1991); Moriarty (1991); Satyamurty e Lahiri (1992), dentre outros. Estes modelos consideram como base outras variáveis meteorológicas rotineiramente medidas. Outrossim, ressalta-se que o conhecimento do balanço de radiação de ondas curtas em dosséis de vegetação é de grande relevância em estudos ecológicos, climatológicos e de sensoriamento remoto.

A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a REM proveniente do Sol e o meio que esta atravessa. Parte da radiação incidente na forma de ondas curtas é refletida, de acordo com o poder refletor da superfície (albedo = α). Portanto, num dado instante e período, o saldo ou balanço de radiação de ondas curtas é dado por:

$$\text{BOC} = \text{OC}\downarrow - \text{OC}\uparrow = \text{OC}\downarrow (1-\alpha) \quad (6)$$

O albedo é uma medida adimensional e varia segundo as características da superfície, a razão entre a radiação solar direta e a difusa e em função do ângulo zenital solar. Para superar as limitações decorrentes da utilização de albedos prescritos para as superfícies continentais, modelos de transferências de radiação nos dosséis de vegetação têm sido desenvolvidos para considerar a variação do albedo causado por ambos os fatores internos e externos ao dossel (Song, 1998). Valores altos ocorrem próximo do nascer e pôr-do-sol, e mínimos próximos do meio dia. Contudo, em muitos casos, a variação não é simétrica, especialmente sobre superfícies vegetadas. Embora os efeitos mencionados anteriormente sobre o albedo tenham sido extensivamente explorados (Monteith, 1973; Leitão, 1994), variáveis micrometeorológicas, tais como o vento e o orvalho podem ser também importantes. Segundo Minnis et al. (1997), as variáveis micrometeorológicas podem causar uma assimetria no albedo diurno tão alto quanto 10%. Song (1998) avaliou o albedo considerando dados de observações no campo e através de simulações e concluiu que a

inclinação do dossel, devido à predominância de fortes ventos, é uma possível causa da assimetria, bem como ressaltou que o orvalho pode aumentar o albedo nas primeiras horas da manhã, mas provavelmente não contribui significativamente para a assimetria no restante do dia, nem explica os albedos mais baixos observados pela manhã.

Nota-se, através da Eq.: 5, que a disponibilidade de radiação solar depende do albedo de superfície, que é a razão entre radiação de onda curta refletida e a radiação de onda curta incidente, ($\alpha = OC\uparrow / OC\downarrow$), ou seja, se o valor do albedo for elevado, o balanço de ondas curtas (BOC) será reduzido e se o valor do albedo for reduzido, o balanço (BOC) será elevado. Portanto, em condições idênticas de incidência de ondas curtas ($OC\downarrow$), superfícies com diferentes valores de albedo de superfície terão balanços de ondas curtas (BOC) diferentes.

4.2 - Balanço de Ondas Longas - BOL:

A radiação de onda longa é o fluxo radiante de energia resultante da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra. Todos os materiais sobre a Terra possuem temperatura mais baixa que a do Sol, tal que eles emitem radiação em comprimentos de ondas maiores que o da radiação solar. Com uma temperatura média em torno de 300 K, a Terra apresenta a máxima emissão de REM em torno de 9,7 μm , sendo que a maioria da radiação emitida pela Terra e pela atmosfera está contida no intervalo de 4 a 100 μm e, por isto, é denominada radiação de onda longa ou radiação termal, em comparação com o espectro da radiação solar que está contido no intervalo de 0,1 a 4,0 μm (Brutsaert, 1982).

A distribuição da radiação emitida pela Terra (emitância terrestre) é distinta a distribuição espectral da radiação solar incidente na superfície terrestre (irradiância solar) o que possibilita o estudo em separado dos processos de transferência radiativa para estes dois tipos de radiação. As atenuações atmosféricas decorrentes dos processos físicos de transferência radiativa são dirigidas pela composição da superfície terrestre e da atmosfera e dessa forma, o saldo de radiação de onda longa é um dos componentes de grande importância em diversos estudos meteorológicos, como, por exemplo, para previsão de

variações diurnas de temperatura, geadas e nevoeiros noturnos, bem como em avaliações do resfriamento radiativo noturno de construções. (Jimenez et al., 1987)

A Equação xx, estabelece o balanço de radiação de ondas longas como sendo:

$$\text{BOL} = \text{OL}\downarrow - \text{OL}\uparrow \quad (7)$$

O balanço de ondas longas (BOL) como visto anteriormente, compreende duas componentes: a contra-radiação atmosférica ($\text{OL}\downarrow$) e a radiação emitida pela superfície do solo ($\text{OL}\uparrow$). A primeira é função basicamente, da temperatura do ar, da quantidade de vapor d'água presente na atmosfera e da cobertura de nuvens. A emitância terrestre, por outro lado, depende da temperatura do solo e de sua emissividade. Na prática, quando não se dispõe de aparelhos de medida, uma alternativa seria o uso de equações empíricas para a estimativa do balanço de ondas longas. (Vianello, et al. 1991)

Segundo Pereira et al. (1997), a fonte de energia radiante emitida pela atmosfera pode ser obtida pela lei de Stefan-Boltzmann, sendo essa radiação proporcional à quarta potência da temperatura absoluta do corpo, ou seja, $\varepsilon \sigma T^4$, em que a ε é a emissividade do corpo ($0 < \varepsilon < 1$) e $\sigma = 20,17 \cdot 10^{-10}$, em milímetros equivalente de evaporação por dia por K^4 , é a constante de Stefan-Boltzmann.

De maneira a mostrar a influência da superfície nas trocas radiativas, o balanço, ou saldo de radiação de ondas longas pode ser reescrito pela seguinte expressão:

$$\text{BOL} = \text{OL}\downarrow - \varepsilon \sigma T^4 \quad (8)$$

Hartman (1994) cita que para a maioria das superfícies naturais, a emissividade, razão entre a emissão real de uma superfície e a emissão de um corpo negro à mesma temperatura, varia de 0,95 a 0,98. Segundo Brutsaert (1982), em áreas gramadas, a emissividade varia entre 0,97 e 0,98. No entanto, Alvalá (1993) cita que em muitas aplicações práticas, pode-se assumir simplesmente $\varepsilon = 1$.

O saldo de radiação de onda longa é um dos componentes de grande importância no balanço de energia e seguramente o componente do balanço de radiação mais difícil de ser medido. Uma das principais razões é o fato de que muitos instrumentos desenvolvidos para

esse propósito emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àqueles que devem ser medidos pelo instrumento. Entretanto, em muitas situações práticas em Meteorologia, ainda é eficiente calcular a radiação da atmosfera baseando-se em observações de variáveis mais facilmente medidas. Diversos são as metodologias encontradas na literatura, referentes ao cálculo da radiação atmosférica para condições de céu claro, entre eles citam-se Brunt (1932); Brunt (1952); Swinbank (1963); Goody (1964); Kondratyev (1969); Idso e Jackson (1969); Brutsaert (1975); Reed e Halpern (1975); Unsworth e Monteith (1985); Aase e Idso (1978); Satterlund (1979); Berdahl e Fromberg (1982); Lind e Katsaros (1982); Kumar (1982); Schmetz et al.(1986); Yang et al. (1987); Heitor et al. (1991), entre outros.

Pereira et al. (1997) cita que o modelo desenvolvido por Brunt (1952), que considera um fator para correção do efeito da nebulosidade e duas aproximações, sendo a primeira a que considera a temperatura do ar como representativa da temperatura da superfície e a segunda, a que considera a estimativa da emissividade atmosférica (ϵ_a) como função da concentração de vapor d'água, representada pela pressão parcial de vapor (e_a), é utilizado para a estimação do balanço de ondas longas e recomendado pela FAO, quando o objetivo é a estimação da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith a partir de dados de estações meteorológicas convencionais.

Como visto anteriormente, o saldo de radiação à superfície é o resultado do balanço entre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa, ou seja, o balanço entre a radiação global incidente menos a radiação global refletida, e a radiação proveniente da atmosfera menos aquela emitida pela superfície da Terra. Após o detalhamento desses fluxos radiativos, o saldo total de radiação na superfície ou radiação líquida efetiva (R_n), pode ser obtido pela seguinte expressão:

$$R_n = OC\downarrow (1-\alpha) + OL\downarrow - \epsilon \sigma T_s^4 \quad (9)$$

O saldo de radiação (R_n) varia temporal e espacialmente, dependendo das características ópticas da superfície analisada, de acordo com seu coeficiente de reflexão (albedo), da irradiância solar global e das condições de temperatura e umidade da superfície e do ar. Pereira et al (2002) cita que o saldo de radiação pode ainda ser medido por um

saldo-radiômetro, constituído de duas placas sensoras com pares termoeletrônicos, uma voltada para cima e outra para baixo, captando as energias de ondas curtas e longas direcionadas para dentro e para fora do sistema. Apesar da disponibilidade desse tipo de sensor, a medida direta do saldo de radiação (R_n) é pouco comum, tanto em estações meteorológicas convencionais como nas automáticas.

Na falta de um saldo-radiômetro, pode-se estimar R_n medindo-se ou estimando-se a radiação global (R_g) e usando-se o valor adequado para o albedo (α) da superfície de trabalho, aplicando-se esses valores na expressão $BOC = R_g(1-\alpha)$ e o BOL, estimado por algum modelo existente na literatura, como por exemplo, o de Brunt (1952).

Para fins práticos, a R_n de um gramado também pode ser estimada em função da radiação solar global (R_g), visto que há estreita relação entre elas. Normalmente utiliza-se a equação de Angstrom-Prescott para se determinar a R_g associando-a a razão de insolação (n/N). Ometto (1981) sugeriu uma relação empírica, semelhante à equação de Angstrom-Prescott para estimativa da R_n em locais onde se dispõe somente de medidas de horas de brilho solar (n), ou seja:

$$R_n = R_a (a + b n/N) \quad (10)$$

Onde, R_a a radiação solar no topo da atmosfera; a e b são coeficientes referentes ao local da estimativa e n/N é a razão de insolação.

4.3 - Razão de Bowen:

A essência do conceito de balanço de energia está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele.

A quantidade de energia que chega à superfície é determinada pela radiação solar incidente e pela radiação atmosférica, porém, a energia armazenada no sistema será determinada pelo tipo de cobertura, variando com o coeficiente de reflectividade (α), que é função da coloração e rugosidade. (Pereira et al, 2002)

O saldo de radiação assume, normalmente, valores positivos durante o período diurno e negativo durante a noite, sendo o total diário Rn_{24h} quase sempre positivo, exceto em condições extremas, em altas latitudes (Allen et al.,1998). O saldo de energia radiante, especialmente durante o período diurno ($Rn+$) é a principal fonte de energia para os diversos processos naturais. Nos sistemas vegetados, essa energia captada pode ser utilizada no aquecimento do ar e das plantas (H – calor sensível), no aquecimento do solo (G), na evapotranspiração (λE - calor latente) e nos processos de sínteses biológicas (P) e também da fotossíntese (F) , isto é:

$$Rn = \lambda E + H + G + P + F \quad (11)$$

Há, portanto, transformação da energia radiante em calor latente, sensível e fotoquímica. O processo fotossintético (F) utiliza, em média, menos que 3% da Rn , sendo quantitativamente desprezível. O calor armazenado nas plantas depende do porte da vegetação, e no caso de pastagens e plantas anuais (P) também pode ser desprezível, no entanto, segundo Fisch (1996), para florestas, este termo pode variar entre 3% e 10% da Rn , sendo a energia armazenada pela biomassa de floresta, mais importante nos horários de transição, tais como, após o nascer-do-sol, após o pôr-do-sol e após eventos de precipitação.

Dependendo do tipo de vegetação e do seu estágio de desenvolvimento, o fluxo de calor do solo (G) também pode ser desprezível, visto que a presença das plantas funciona como isolante evitando que os raios solares atinjam a superfície do solo.

Na prática, o uso mais comum dessa equação é a estimação do fluxo de calor latente (λE) e conseqüentemente, a evapotranspiração.

A Figura 01 ilustra esquematicamente os principais termos envolvidos no balanço de energia de uma superfície “ideal”. Por convenção de sinal, os fluxos de energia que apontam no sentido da camada superficial são negativos e aqueles para fora dela são considerados positivos. Durante o dia, a superfície recebe energia radiativa, tal que ela transfere calor para ambos os meios (superfície e o ar adjacente). Os fluxos H e λE são, em geral, positivos durante o dia, sobre superfícies sólidas (Arya, 1988). O mesmo autor cita que as magnitudes dos componentes do balanço de energia dependem de muitos fatores,

tais como o tipo de superfície e suas características (umidade do solo, textura, vegetação, etc), localização geográfica, mês ou estação do ano, hora do dia e condições do tempo.

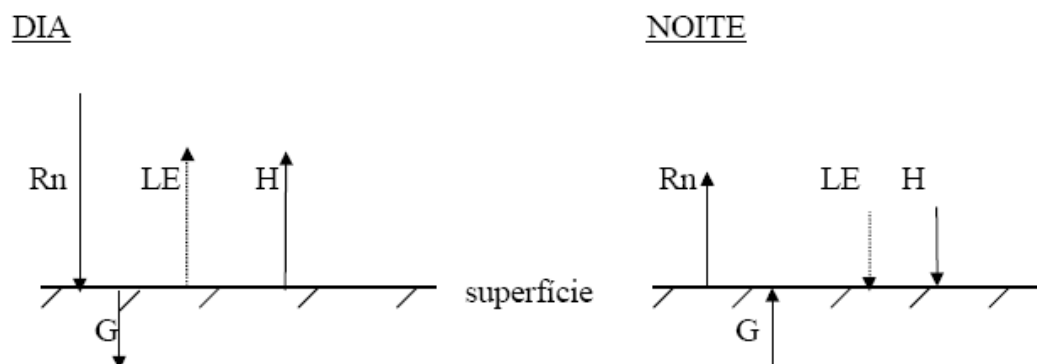


Fig. 01 - Diagrama esquemático dos principais termos do balanço de energia sobre uma superfície continental "ideal" durante o dia e a noite. (adaptado de Galvão, et al, 1999)

Durante a noite, a superfície perde energia por radiação de onda longa, principalmente sob condições de céu claro ou parcialmente coberto. Esta perda é compensada pelo ganho de calor proveniente do ar e do solo e, às vezes, na forma de calor latente de condensação, liberado durante os processos de formação de orvalho. Assim, de acordo com a convenção de sinal, os termos do balanço de energia no sentido da camada superficial são geralmente negativos durante o período noturno, com exceção do fluxo de calor no solo. As magnitudes dos fluxos são geralmente menores à noite do que de dia, exceto para G . A magnitude de G não difere largamente entre dia e noite, embora o sinal mude, obviamente, durante a transição do período diurno para noturno, quando outros fluxos estão também trocando de sinal. Entretanto, segundo Arya (1988) isto não acontece simultaneamente para todos os fluxos.

Para FONTANA et al. (1991), o balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da participação do saldo de radiação nos diversos processos de ocorrem na cultura. O método do balanço de energia se baseia no princípio físico de conservação de energia, isto é, o ganho de energia no sistema é igual à perda de energia. Portanto, o balanço vertical de energia que pode ser representada como o somatório do saldo de radiação (R_n), do fluxo

de calor sensível (H), do fluxo de calor latente de vaporização (λE) e pelo fluxo de calor no solo (G), sendo igual a zero. O balanço de energia determinado através da razão de Bowen é utilizado para a quantificação dos fluxos de calor latente (λE) e sensível (H) na camada de ar próxima a superfície do solo, particularmente em análises micrometeorológicas em sistemas cultivados.

O balanço de energia na superfície do solo pode ser escrito através da seguinte equação (Perez et al., 1999):

$$Rn = \lambda E + G + H \quad (12)$$

Sendo Rn a radiação líquida ou saldo de radiação; λE o fluxo de calor latente; G o fluxo de calor no solo; H o fluxo de calor sensível. A unidade de todos os fluxos é $W\ m^{-2}$.

A partição da energia disponível ($Rn - G$) entre fluxo de calor latente e fluxo de calor sensível pode ser obtida pelo método do balanço de energia, baseado na razão das densidades de fluxo de calor sensível e calor latente, sendo determinada pela razão entre as diferenças na temperatura do ar e na pressão de vapor em dois níveis (Perez et al., 1999).

A razão entre o calor sensível (H) e latente (λE) foi proposta por Bowen (1926) apud Soares, et. al (2003) como forma de estudar a partição da energia disponível, isto é:

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (13)$$

Sendo γ a constante psicrométrica ($0,066\ kPa\ ^\circ C^{-1}$); ΔT a diferença de temperatura do ar ($^\circ C$) e Δe a diferença de pressão de vapor (kPa).

A partir das medições da radiação líquida (Rn), do fluxo de calor no solo (G) e das diferenças de temperatura do ar (ΔT) e de pressão de vapor (Δe), juntamente com a equação simplificada do balanço de energia (Eq. 12), utilizando-se a razão de Bowen (β) (Eq. 13), procede-se o cálculo dos fluxos de calor latente (λE) e calor sensível (H), através das Eq. 14 e Eq. 15, respectivamente:

$$\lambda E = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (14)$$

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Rn - G) \quad (15)$$

O valor de β depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície. Se a superfície estiver umedecida, maior parte da Rn será utilizada no fluxo de calor latente (λE), resultando num valor de β pequeno. Se ao contrário, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte da Rn será utilizada no aquecimento do ar, resultando num valor de β elevado. Tanto o λE quanto o H são negativos quando fluem da superfície para o ar e positivos no sentido contrário. Logo, para uma superfície evaporante, o sinal de β depende apenas do sinal de H . Se H for positivo, β será negativo e se H for negativo, β será positivo. Portanto, β negativo, significa que está havendo transporte de calor sensível do ar mais quente para a superfície mais fria, condição de advecção ou de inversão térmica. Nesses casos, o fluxo de calor latente (λE) pode até suplantar o saldo de radiação (Rn), pois o fluxo de calor sensível (H) representa um adicional de energia disponível à superfície evaporante.

O solo funciona como uma espécie de reservatório de calor que libera/armazena energia em escala diária, sazonal e anual. O solo aquece e resfria a partir do balanço de energia na interface do solo-atmosfera, o que resulta na propagação de uma onda de calor, por condução, para as camadas inferiores do solo. Da mesma forma é transferido calor para a atmosfera por condução e principalmente por convecção.

Para quantificar esse trânsito de energia no solo, faz uso de fluxímetros. Contudo, em função do custo de aquisição e dispêndio operacional, essas medidas são efetuadas em estudos específicos e de curta duração, não existindo até o momento, segundo Azevedo, et.al.(2003) séries longas de observação direta dessa grandeza. Uma maneira indireta de conhecer este fluxo de energia consiste em medir a temperatura do solo, com uso de geotermômetros, em diferentes profundidades.

O conhecimento da variação horária, diária, estacional e anual da temperatura do solo é fundamental para regiões e épocas do ano nas quais sua variação possa inibir ou prejudicar o desenvolvimento do sistema radicular das culturas. A temperatura do solo é um

dos fatores determinantes da velocidade de germinação das sementes e de desenvolvimento das plântulas, sendo sua influência maior nos sub-períodos de semeadura-emergência e crescimento inicial das plantas. Nestes períodos, tendem a ocorrer acentuadas amplitudes térmicas diárias, principalmente próximas a superfície do solo, justamente pela falta de cobertura (Schneider, 1993).

O fluxo de calor na superfície do solo (G), pode ser obtido, de acordo com Kustas et al. (2000) através da seguinte equação:

$$G = G_p + \frac{\Delta T_s C D}{t} \quad (16)$$

sendo G_p a medição do fluxo de calor pelo fluxímetro, ΔT_s a variação na temperatura média do solo ($^{\circ}\text{C}$) durante o período de medição, C a capacidade térmica volumétrica do solo ($\text{MJ m}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), D é a profundidade do fluxímetro (m) e t é a duração do período de medição (s).

O valor de C foi estimado somando as capacidades caloríficas dos vários constituintes do solo, ponderados de acordo com suas frações de volume, como dado por de Vries (1966), apud Kustas et al (2000):

$$C = 1,92 f_m + 2,5 f_o + 4,18 \theta \quad (17)$$

sendo f_m a fração de volume dos minerais, f_o a fração de volume da matéria orgânica e θ a umidade volumétrica do solo.

Associado a esses procedimentos, o conhecimento da capacidade de armazenamento de água no solo também se torna de grande importância para a análise do balanço de energia em superfícies vegetadas. Quando o suprimento de água no solo torna-se limitado, a vegetação sofre um estresse hídrico e a transpiração diminui, alterando a partição de radiação solar incidente em fluxos de calor sensível e latente. Uma quantidade menor de água retorna para a atmosfera e portanto, menor o fluxo do calor latente e na proporção que retorna, aumenta-se o fluxo do calor sensível (Hodnett et al., 1996).

A quantidade de água armazenada no solo, nas áreas de interesse, pode ser calculada, utilizando-se os valores médios da umidade volumétrica dos solos medidos

próximo às estações meteorológicas de superfície, através do uso de sondas de nêutrons. Este dispositivo consiste de uma fonte de radiação e de um detector suficientemente pequenos para moverem-se dentro de um tubo de acesso no solo. A fonte de radiação, geralmente radium-beryllium ou americium-beryllium, emite nêutrons de alta energia, os quais colidem com o núcleo dos átomos de hidrogênio do solo. Assim, quanto maior o conteúdo de hidrogênio (água) no solo, maior será o número de nêutrons termalizados, que serão contados na forma de pulsos gerados (Tommaselli, 1997). Segundo o mesmo autor, esse método de determinação do conteúdo de água do solo é afetado pelas variações de densidade do solo e se presta melhor à determinação de variações de umidade do solo do que à determinação dos valores absolutos da mesma. Outro problema é o do grande volume amostrado, que será tanto maior quanto mais seco for o solo, sendo que o raio da esfera de influência pode variar, de cerca de 15 cm, na água, a cerca de 25 cm no solo seco, o que dificulta os estudos em que se pretenda determinar valores pontuais do conteúdo de água no solo.

Os valores medidos pela sonda de nêutrons foram convertidos em umidade volumétrica através da calibração indicada na expressão 18

$$\theta_i = m(R/R_w) + n \quad (18)$$

no qual θ_i é a umidade volumétrica, R é o valor medido a uma dada profundidade pela sonda de nêutrons, R_w é o valor de umidade padrão de referência e m e n são parâmetros determinados pelo método de Couchat, citado por Hodnett et al. (1996).

A quantidade de água armazenada no solo (S , mm) pode ser determinada pela Equação 19, como segue:

$$S = \sum_{i=1}^D \theta_i \Delta z_i \quad (19)$$

em que z_i é a espessura da camada i e D a profundidade do perfil de solo analisado.

A relação entre o fluxo de calor sensível do ar e o fluxo de calor latente (razão de Bowen) é uma metodologia amplamente empregada e estudada para diversas culturas e localidades (Oliveira et. al 2000; Teixeira et. al. 2001; Soares, et al. 2003; Silva, 2003).

Assim, se β for maior que a unidade, H será maior que LE. Logo, a maioria do calor transferido para a atmosfera estará na forma de calor sensível. Com isso, o clima seria relativamente quente. Se β for igual à unidade, a entrada de calor na atmosfera é feita de maneira equitativa entre H e LE. Se β for menor que a unidade, LE será maior que H e o calor que é fornecido para a atmosfera é principalmente na forma de calor latente. Isto não contribui diretamente para o aquecimento da baixa atmosfera, mas pode aumentar sua umidade e/ou temperatura potencial virtual. Entretanto, o clima seria relativamente frio e úmido. Se β tende a zero, uma livre evapotranspiração superficial é indicada (isto é, LE tende para um máximo). Valores negativos de β indicam que os dois fluxos têm sinais diferentes. Isto é comum à noite, quando H é em direção à superfície (negativo), mas a evaporação continua tal que LE é para fora da superfície (positivo).

A referida ‘razão’ apresenta valores bem distintos quando há diferenças significativas com relação à umidade do solo sendo que, normalmente, quanto mais úmido o solo mais próximo de zero tendem a ser os valores da mesma, pois, maiores quantidades de energia são direcionadas aos processos de evaporação e transpiração. Quando há restrição hídrica uma maior parte de energia é utilizada no aquecimento do ar, o que resulta em um valor elevado da razão de Bowen.

Ibanez et al (1999) citam que apesar do largo emprego do método do balanço de energia alguns autores têm relatado problemas com o método, citando que a razão de Bowen deve ter seu uso limitado ao período diurno. Segundo Clothier et al. (1982), um ponto vulnerável do método é quando o valor da razão de Bowen se aproxima do valor $-1,0$ e aconselharam, visando uma maior eficiência do método, descartar os valores menores que $-0,5$, devido à inconsistência dos mesmos. Ortega-Farias et al. (1996) recomendaram descartar valores inferiores a $-0,75$. Unland et al. (1996) aconselharam descartar os valores na faixa de $-0,7$ a $-1,3$. Para Perez et al. (1999) a faixa de descarte de dados deve ser variável com a acurácia do sensor, sendo tanto mais próxima de $-1,0$ quanto maior for a acurácia do instrumento de medida. Os mesmos autores afirmaram ainda que, devem ser descartados valores negativos da razão de Bowen, originários de ocorrência de condensação

(fluxos positivos do calor latente de evapotranspiração) quando $R_n - G > 0$. Tanner (1960), apud Pereira et al. (1997) afirma que o valor de $\beta = -0,5$ parece ser o limite de confiança da equação da razão de Bowen.

Oke (1992), cita que os valores típicos de β são iguais a 0,1 para os oceanos tropicais; 0,1 a 0,3 para florestas tropicais úmidas; 0,4 a 0,8 para florestas temperadas e pastagens; 2,0 a 6,0 para áreas semidesérticas e maior que 10 para desertos.

Para Howell et al. (1991) o método da razão de Bowen produz bons resultados na estimativa da evapotranspiração em escalas menores, como um dia, mas não são recomendados para período muito grande.

4.4 – Razão de Bowen sob Condições de Advecção:

Para Blad et al. (1974), em condições de advecção, o método do balanço de energia pode superestimar em até 20 % as medidas lisimétricas. Ressaltaram ainda que, comumente próximo ao nascer e ao pôr-do-sol ocorreram valores elevados da razão de Bowen devido a dificuldade de se obter gradientes de temperatura e pressão de vapor d'água. Para Angus e Watts (1984) o método do balanço de energia somente proporciona bons resultados em solos úmidos. Os mesmos autores relataram ainda, que em solos secos ou com consideráveis contribuições advectivas o modelo necessita de ajustes.

De acordo com Fritschen & Simpson (1989), apud Todd et al. (2000), o método da razão de Bowen ($\beta = H/\lambda E$) é baseado em várias suposições, quais sejam: o transporte é assumido para ser na direção vertical, sem advecção de energia; assume-se que os sensores que medem os gradientes estão localizados dentro da camada de fluxo conservativo, onde os fluxos são constantes com a altura; a superfície é homogênea em relação às fontes e sumidouros de calor e vapor d'água; assume-se a igualdade entre os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível (K_h) e latente (K_w) sendo as duas primeiras suposições facilmente encontradas se um “fetch” adequado está disponível.

Soares, 2003, cita que em regiões onde ocorrem advecções fortes, condição que comumente ocorre quando uma área úmida é circundada por uma área seca, a importância relativa da radiação líquida decresce, e em adição a ela, a advecção ou transferência de

calor sensível das áreas secas circunvizinhas, contribuirá no processo do fluxo de calor latente com energia até maior que a disponível à área úmida, aumentando dessa forma a importância da velocidade do vento e umidade relativa do ar no processo de transferência de vapor d'água para a atmosfera.

Os efeitos da advecção podem ser observados ao se supor uma extensa área vegetada, sem restrições de umidade no solo e circundada por uma outra área seca. Sob condições meteorológicas as duas áreas representam balanços de energia distintos. Na área seca, o fluxo de calor latente, convertido em fluxo evapotranspirativo é limitado pelo solo e grande parte da radiação solar disponível é usada para aquecer o solo e o ar (calor sensível). Na área vegetada a maior parte da energia é utilizada no fluxo evapotranspirativo, resultando em menor aquecimento do ar. Essa situação induz ao aparecimento de um gradiente térmico entre as duas áreas. Havendo deslocamento do ar (vento) da área seca para a área vegetada, haverá transporte horizontal de calor sensível para a área úmida. Portanto, segundo Pereira et al. (1997), advecção é o processo de transporte horizontal de uma propriedade atmosférica que, no caso em discussão, é o calor sensível, CO₂, O₂, momentum, etc.

Na condição suposta acima, o balanço de energia vertical da superfície vegetada é aumentado pela contribuição lateral de calor sensível da área adjacente. À medida que o ar seco se desloca sobre a superfície vegetada, ele vai se umedecendo e resfriando, pois há transferência de calor do ar para a superfície. A contribuição lateral de energia é maior na interface e vai diminuindo à medida que se direciona para o interior da área úmida. Na transição área seca - área úmida ocorre o “efeito varal”, onde o fluxo de calor latente aumenta exageradamente. Dentro da área úmida, à medida que se interioriza em direção dos ventos predominantes, o fluxo de calor latente diminui acentuadamente até um valor limite inferior que é resultante apenas do balanço vertical local de energia. Denomina-se área tempão (área “fetch”, “buffer” ou “bordadura”) à distância entre a região de transição e o ponto onde o fluxo de calor sensível seja mínimo.(Pereira et al., 1997).

Millar (1964) trabalhando com um campo irrigado de *Trifolium repens* L. concluiu que a advecção ocasiona um consumo de calor latente superior ao suprimento de radiação local para uma considerável faixa após interface seco/úmido e que houve um decréscimo da evaporação à medida que se afastava dessa interface. Pelton et al (1960) denominaram-na

“efeito varal”. À medida que se afastava da interface, dependendo do tamanho da área tampão, a evapotranspiração decresce e pode atingir a evapotranspiração potencial. O tamanho da área tampão dependerá das condições locais. Resultados de Goltz e Pruitt (1970), citados por Pereira et al.(1997), trabalhando em condições semi-áridas de Davis, Califórnia, concluíram que o tamanho adequado para se minimizar o efeito advectivo deve ser maior que 100 metros, para um campo cultivado com grama rasteira. Para condições áridas de Israel, Stanhill (1961), também citados por Pereira et al (1997) relatou que para um campo de alfafa, o tamanho mais adequado para se evitar o efeito advectivo deve ser superior a 300 m.

Oliveira et al (2000) cita que ao se estudar a advecção de calor sensível sobre uma área vegetada, três situações podem identificar as fontes de origem do ar: advecção entre fileiras, causada pela exposição do solo dentro do dossel; advecção de bordadura ou local, originada por corrente de ar quente proveniente de superfícies com descontinuidade de temperatura, umidade e rugosidade; e advecção regional ou de larga-escala, massas de ar quente e seco originadas em regiões quentes e secas, que se move através de uma superfície vegetada úmida.

Segundo Verna et al. (1978) a suposição de igualdade entre os coeficientes de difusão turbulenta para o calor sensível e vapor d’água sob condições de advecção de calor sensível, pode causar erros significativos nas estimativas do fluxo de calor latente (λE) efetuadas pelo método do balanço de energia. Para contornar o problema e corrigir esses erros, propuseram a seguinte expressão:

$$\beta_c = \frac{Pc_p}{\lambda E} \left[295 + 372 \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta e} \right) + 1,72 \left(\frac{\Delta T_s}{\Delta e} \right)^2 \right] \left(\frac{\Delta T}{\Delta e} \right) \quad (20)$$

Sendo que os valores desta relação são dados por $-0,8 < K_H / K_W < -0,1$. Utilizou-se como critério de aceitação/rejeição de β_c , metodologia proposta por Unland et al.(1996), que recomendaram a exclusão dos dados coletados entre dois níveis, quando $|\Delta e| < 0,0005$ kPa e quando β_c se aproxima de -1 , especificamente para o intervalo $|1+\beta_c| < 0,3$.

Associando-se a Eq.9 à Eq.15, a equação do balanço de energia à superfície pode ser escrita como:

$$Rn = \lambda E(1 + \beta_c) + G = \lambda E = \frac{Rn - G}{1 + \beta_c} \quad (21)$$

Brakke et al. (1978) propuseram uma modificação no método do balanço de energia, incluindo a variação horizontal dos fluxos de calor latente e sensível. Desta forma, a divergência do fluxo de calor sensível entre a superfície e um nível acima, é dada por:

$$H_1 - H_0 = \rho C_p \int_0^{z_1} u \frac{\partial T}{\partial x} dz \quad (22)$$

Sendo H_1 , o fluxo vertical de calor sensível para uma altura Z_1 ; ρ , a densidade do ar; C_p , o calor específico do ar; u , a velocidade média do vento e $\Delta T/\Delta x$, o gradiente horizontal de temperatura, na direção do vento predominante.

Similarmente, para o fluxo de calor latente, tem-se:

$$\lambda E_1 - \lambda E_0 = \frac{\rho \epsilon}{P} \int_0^{z_1} u \frac{\partial T}{\partial x} dz \quad (23)$$

sendo P , a pressão atmosférica; ϵ , a razão entre os pesos moleculares do vapor d'água e ar seco ($\epsilon = 0,622$) e e , a pressão parcial do vapor d'água.

Tamando agora, a equação do balanço de energia para um nível Z_0 na forma que segue:

$$\lambda E_0 = Rn - G - H_0 \quad (24)$$

Substituindo-se na Eq. 24 as Eq.22 e 23 e considerando-se $\beta_1 = H_1/\lambda E_1$, tem-se:

$$\lambda E_o = \left(\frac{(Rn-G)}{1+\beta_1} \right) - \left(\frac{\rho}{1+\beta_1} \right) \int_0^{z_1} u \left(\beta_1 \frac{\lambda E}{P} \frac{\partial e}{\partial x} - C_p \frac{\partial T}{\partial x} \right) dz \quad (25)$$

Finalmente, substituindo-se na Eq. 25 a razão de Bowen (β_1), pelo seu valor corrigido (β_c), dado pela Eq. 19, tem-se:

$$\lambda E_o = \left(\frac{(Rn-G)}{1+\beta_c} \right) - \left(\frac{\rho}{1+\beta_c} \right) \int_0^{z_1} u \left(\beta_c \frac{\lambda E}{P} \frac{\partial e}{\partial x} - C_p \frac{\partial T}{\partial x} \right) dz \quad (26)$$

A Eq. 21 representa o método do balanço de energia acrescida do termo advectivo, a qual, ao ser dividida pelo calor latente de evaporação (λ) resulta na seguinte expressão, para estimar a evapotranspiração corrigida dos efeitos advectivos:

$$ET = \left(\frac{(Rn-G)}{(1+\beta_c)\lambda} \right) - \left(\frac{\rho}{(1+\beta_c)\lambda} \right) \int_0^{z_1} u \left(\beta_c \frac{\lambda E}{P} \frac{\partial e}{\partial x} - C_p \frac{\partial T}{\partial x} \right) dz \quad (27)$$

Para a realização do balanço de energia utilizando a razão de Bowen, se faz necessário à instalação de torres micrometeorológicas no centro das áreas de interesse, contendo em cada torre, no mínimo, dois sensores de medidas de temperatura do ar, um sensor de radiação solar incidente e um de radiação solar refletida, um saldo radiômetro, dois fluxímetros (ou dois geotermômetros), dois anemômetros e dois sensores para medir a umidade relativa do ar acima do dossel da cultura estudada. Além desses sensores, ainda necessita-se de um pluviógrafo, para a medida da precipitação pluviométrica e do monitoramento periódico do conteúdo de água no solo.

Existe ainda disponível no mercado, um sistema automático para determinação da razão de Bowen, denominado Bowen ratio sistem, que registra instantaneamente a radiação líquida, o fluxo de calor no solo e gradientes de pressão de vapor d'água e temperatura do ar, em duas alturas, permitindo a estimativa do balanço de radiação e conseqüentemente, da evapotranspiração. Esse equipamento já foi testado em trabalho de campo tendo estimado adequadamente a evapotranspiração (Silva, 2003; Tanner et al. 1987; Nie et al. 1992).

Todd et al., (2000) citam que as principais vantagens do método da razão de Bowen são: medições simples e diretas; não requerer informações a respeito das características aerodinâmicas da superfície de interesse; poder integrar fluxos de calor latente sobre grandes áreas (de centenas a milhares de metros quadrados); poder estimar os fluxos em escala de tempo pequena (menos do que uma hora); além de fornecer medições contínuas.

As suas desvantagens incluem a sensibilidade às predisposições dos instrumentos que medem os gradientes e os componentes do balanço de energia, a possibilidade de descontinuidade de dados quando a razão de Bowen aproxima-se de -1 , e os requerimentos, comuns aos métodos micrometeorológicos, de “fetch” adequado para segurança das hipóteses do método.

5- Referências bibliográficas

Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Smith, M.. **Crop evapotranspiration** - Guidelines for computing crop water requirements. (FAO Irrig. and Drain. Paper no 56), FAO, Rome, Italy, 318p. 1998.

Alvalá, R. C. S. **Estudo da partição de energia em terrenos complexos (áreas desflorestadas e florestas)**. São José dos Campos. 152p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE, 1993.

Antônio H. de C. Teixeira A H. C. Avaliação dos componentes do balanço de energia durante o primeiro ano de cultura da banana. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB. V.5, n.2, p. 28-32. 2001.

Arya, S. P. **Introduction to micrometeorology**. London: Academic Press,. 307p. 1988.

Azevedo T. R.; Galvani E. Ajuste do ciclo médio mensal horário da temperatura do solo em função da temperatura do ar. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v.11, n.2, p. 123-130, 2003.

Angus, D.E ; Watts, P. J. evapotranspiration – How good is the Bowen-ratio method? **Agricultural Water Manegement**. V. 8 – p. 133-150. 1984.

Aragão L.E.O.C. **Modelagem dos padrões temporal e espacial da produtividade primária bruta na região do Tapajós: uma análise multi-escala** - São José dos Campos: INPE, Tese de Doutorado - 283p. 2004.

Beyer, H. G.; Henning, H. M.; Luther, J.; Schreitmüller, K. R. The monthly average daily time pattern of beam radiation. **Solar Energy**, v. 47, n.5, p. 347-353, 1991.

Blad, B. L.; Rosemberg, N. J. Lysimeter calibration of the Bowen ratio-energy balance method for evapotranspiration in the central great plains. **Journal of Applied Meteorology**. V. 13 . p. 227-236. 1974;

Brakke T. W.; Verna s. B.; Rosemberg, N. J. Local and regional components of sensible heat advection. **Journal of Applied Meteorology**. Boston, v. 17, p. 955-963, 1978.

Brunt D. **Physical and Dynamical Meteorology**. Cambridge, Univ. Press. 428p. 1952.

Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere. **Quarterly Journal Royal Meteorological Society**, v. 58, n. 247, p. 389-418, Oct. 1932.

Brutsaert, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. D. Reidel Pub. Co. 299p.1982.

Brutsaert, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. **Water Resources Research**, v. 11, n. 5, p. 742-744, Oct. 1975.

Chang, J. **Climate and Agriculture: an ecological survey**. Aldine, Chicago, 1968.
Clothier, B.E. ; Kerr, J.P. ; Talbot, J.S. Measured and estimated evapotranspiration from web watered crops. New Zeland. **Journal of Agricultural Research**. V.25, p. 301-307. 1982.

Fisch, G. **Camada limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. São José dos Campos. 171p. (INPE-6123-TPT/584). Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE, 1996.

FONTANA, D.C.; BERLATO, M.A.; BERGAMASCHI. Balanço de energia em soja irrigada e não irrigada. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.26, n. 3, p. 403-410, 1991.

Galvão, J. A. C. **Estudo do balanço de radiação em áreas de floresta e pastagem na Amazônia**. São José dos Campos. 125p. (INPE-7236-TDI/689). Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 1999.

Goody, R. M. **Atmospheric Radiation**. Oxford: Clarendon Press, 436p. 1964.

Hartman, D. L. **Global physical climatology**. London: Academic Press, 1994. 411p.

Heitor, A.; Biga, A. J.; Rosa, R. Thermal Radiation Componentes of the Energy Balance at the Ground. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 54, n. 1, p. 29-48, Mar. 1991.

Hodnett, M. G.; Oyama, M. D.; Tomassela, J.; Marques Filho, A. O. Comparisons of longterm soil water storage behavior under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, p. 57-77. 1996.

Howell, T. A.; Schneider, A. D.; Jensen, N. E. **History of lysimeter for evapotranspiration and enviroment measurements**. New York: ASCE, p. 1-19 , 1991.

Ibáñez, M. ; Perez, P.J. ; Rosell, J. L. Castellvi, F. Estiomation on the latent heat flux over full canopy covers from the radiative temperature. **Journal of Applied Meteorology**. V. 38, n.4, p.423-431. 1999.

Idso, S. B.; Jackson R. D. Thermal Radiation from the Atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, n. 23, p. 5397-5403, Oct. 1969.

Jimenez, J. I.; Alados-Arboledas, L.; Castro-Díez, Y; Ballester, G. On the estimation of long-wave radiation flux from clear skies. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 38, n. 1, p. 37-42, 1987.

Kustas et al. (2000) Kustas, W.P.; Prueger, J.H.; Hatfield, J.L.; Ramalingam, K.; Hipps, L.E. Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. **Agricultural and Forest Meteorological**, v.103, p.249-264, 2000.

Leitão, M. M. V. B. R. **Balanço de Radiação em três ecossistemas da Floresta Amazônica: campina, campinarana e mata densa**. São José dos Campos. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, 135p. 1994.

Lemon, E. R. Energy conversion and water use efficiency in plants. In: **Plant Environment and Efficient Water Use**. American Meteorological Society, Madison, 1965.

Liou, K. N. Radiation and cloud processes in the atmosphere: theory, observation and modeling. London: **Oxford University Press**, 487p. 1992.

Millar, B. D. Effect of load advection on evaporation and plant water status. **Australian Journal of agriculture** – v. 25, p. 97-106. 1964.

Minnis, P; Mayor, S.; Smith Jr., W. L.; Young, D. F. Asymmetry in the diurnal variation of surface albedo. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 35, n.4, p.879-891, July. 1997.

Monteith J. L. **Vegetation and the Atmosphere** - Radiative Transfer in Plant Communities. V. 1 ; Academic Press – London. 278 p. 1975.

Monteith, J. L. **Principles of environmental physics**. London: Edward Arnold, 291p. 1973.

Moriarty, W. W. Estimation of diffuse from measured global solar radiation. **Solar Energy**, v. 47, n.2, p. 75-82, 1991.

Oke, T.R. **Boundary layer climates**. 2 ed. London: Routledge, 435 p. 1992.

Oliveira, G. M ; Leitão, M. M. V. B. Estimativas de evapotranspiração e as consequências devido aos erros na determinação de saldo de radiação e efeitos advectivos. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, PB. V.4, n.3, p. 343-347. 2000.

Ometto J. C. , **Bioclimatologia Vegetal**. Ed. Agronômica Ceres, São Paulo, 440p. 1981.

Ortega-Farias S. O.; Cuenca, R. H. ; Ek, M. Daytime variation of sensible heat flux estimated by the bulk aerodynamic method over grass canopy. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 81 ; p. 131-143. 1996.

Pelton, W. L. ; King, K. M. ; Taner, C. B. On evaluating of the Thornthwaite and mean temperature methods for determining potential evapotranspiration. **Agronomy Journal**, v. 52, n. 7, p. 387-395. 1960.

Pereira A. R. ; Angelocci L. R. ; Sentelhas P. C. **Agrometeorologia : fundamentos e aplicações**. Editora Agropecuária; Guaíba. RS. 472 p. 2002.

Pereira A. R. ; Vila Nova N. A. ; Sedyama G. C. Evapotranspiração. Piracicaba, SP. FEALQ, 183 P. 1977.

Perez, P.J.; Castellvi, F.; Ibáñez, M.; Rosell, J.I. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorological**, Amsterdam, v.97, p.141-150, 1999.

Satterlund, D. R. An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. **Water Resources Research**, v. 15, n. 6, p. 1649-1650, 1979.

Satyamurty, V. V.; Lahiri, P. K. Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse radiation from daily values. **Solar Energy**, v. 48, n.1, p. 7-14, 1992.

Schneider, F. M. Modificações na temperatura do solo causadas por estufas de polietileno transparente de baixa densidade em Santa Maria, RS. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 1, n.1, p.37-42, 1993.

Schowengerdt, R. A. **Remote Sensing: Models and methods for image processing**. USA: Academic Press, Segunda edição, 522 p. 1997.

Silva, L. D. B. 2003; **Evapotranspiração do capim Tanzânia (*Panicum maximum* Jacq.) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem**. Esalq. Piracicaba, SP. Tese de Doutorado. 93 p. 2003.

Slater, P. N. **Remote sensing: optics and optical systems**. Reading: USA: Addison-Wesley, 575 p. 1980.

Soares J. M.; Azevedo P. V. Silva B. B. Balanço de energia em videira cultivada na região do submédio do rio São Francisco. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n.2, p. 207-214, 2003

Song, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 92, n. 3, p 181-189, Oct. 1998.;

Swinbank, W. C. Long-Wave Radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 89, n. 381, p. 339-348, July. 1963.

Tanner , C. B. Energy balance approach to evapotranspiration from crops. **Soil Science Society of America**. Proceedings, v. 24, n.1 p. 1-9. 1960.

Tommaselli, J. T. G. **Influência de algumas características do solo sobre a calibração de um aparelho de TDR (Time-Domain Reflectometry)**. Piracicaba. 109p. Tese (Doutorado em Ciências) - Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, 1997.

Tood, W. R. ; Evett, s. R.; Howell, T. A ; The Bowen ratio energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in semi-arid, advective environment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 102, p. 335-348, 2000.

Unland, H. E.; Houser, P. R. ; Shuttleworth, W. J. ; Yang, Z. L. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. **Agricultural and Forest Meteorology**. V. 82 ; p. 119-153. 1996.

Varejão-Silva, Mario Adelmo. **Meteorologia e Climatologia**. Brasília, INMET. 532 p. 2000;

Verna , S. B. ; Rosemberg, N. J. ; Blad, D. L. Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions . **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 17, p. 330-338, 1978.

Vianello, R. L. E Alves, A. R. – **Meteorología Básica e Aplicações** – Viçosa, UFV. 449 p. 1991;