

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE

**COMPARAÇÃO DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE
EM DUAS FLORESTAS DO ESTADO DE MATO GROSSO PELO
MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN**

FLORICIO ROCHA FILHO

Prof. Dr. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
ORIENTADOR

Cuiabá-MT, dezembro de 2004

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA E MEIO AMBIENTE

**COMPARAÇÃO DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE
EM DUAS FLORESTAS DO ESTADO DE MATO GROSSO PELO
MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN**

FLORICIO ROCHA FILHO

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Física e Meio Ambiente da Universidade Federal de Mato Grosso, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Física e Meio Ambiente.

Prof. Dr. JOSÉ DE SOUZA NOGUEIRA
ORIENTADOR

Cuiabá, MT., dezembro de 2004

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
Programa de Pós-Graduação em Física e Meio Ambiente

FOLHA DE APROVAÇÃO

Título: COMPARAÇÃO DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE EM DUAS FLORESTAS DO ESTADO DE MATO GROSSO PELO MÉTODO DA RAZÃO DE BOWEN

Autor: FLORICIO ROCHA FILHO

Dissertação defendida e aprovada em 27 de dezembro de 2004, pela comissão julgadora:

Prof. Dr. José de Souza Nogueira
Orientador
UFMT

Prof. Dr. Sérgio Roberto de Paulo
Examinador Interno
(UFMT)

Prof. Dr. Jorge Luiz Brito de Faria
Examinador Externo
(UFMT)

DEDICATÓRIA

À minha mãe, Virgília, que soube fazer-me trilhar os caminhos da honestidade e do trabalho;

Ao meu pai, Florício, (*in memoriam*);

À minha esposa, Vera Lúcia, com a certeza de que foi a grande responsável pela conclusão desta etapa da minha vida acadêmica;

Às minhas filhas Camila, Virgília, Débora e Gisele, que compreenderam minhas dificuldades e sempre me apoiaram;

Especialmente ao Orientador Prof. Dr. José de Souza Nogueira, o PARANÁ, com meu muito obrigado pela paciência e compreensão em relação às minhas dúvidas na elaboração deste trabalho;

Aos meus irmãos, Gilmar, Florisvaldo, Ivani e Ivanilde e aos seus respectivos cônjuges e filhos;

Aos meus Amigos: Anderson Ortiz Alves, Agnaldo Borges Ferreira; Darci Barbieri Junior; Márcia Klein, Luiz Carlos Paggi, Kelli Cristina Munhoz e tantos outros;

Aos Professores:

Dr. José Campelo de Holanda Júnior;

Dra. Luciana Sanches;

Dra. Marta C. de Jesus A. Nogueira;

Dr. Mauro Massao S. Hayashi (*in memoriam*)

Dr. Nicolau Priante Filho;

Dr. Sérgio Roberto de Paulo;

Dr. Shozo Shiraiwa;

Aos geólogos Jesus da S. Paixão, Welitom R. Borges e Tânia H. Marcelino;

Aos colegas de sala e aos demais membros da UFMT;

Aos colegas Professores da UNEMAT de Alta Floresta – MT.,

HONESTAMENTE DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a DEUS, que em Sua imensa sabedoria colocou em meu convívio pessoas empenhadas na concretização de meus ideais. Muito obrigado.

Agradeço a todos os mato-grossenses, através das palavras do poeta português José Maçanico:

“Diz-se que o povo, os simples e os humildes, não tem historia.”

D. Afonso Henriques e tantos outros Reis, Afonso de Albuquerque e tantos outros capitães-generais, ganharam batalhas, fizeram conquistas;

Vasco da Gama, Álvares Cabral e tantos outros comandantes de armadas fizeram as descobertas;

D. Nunes Álvares Pereira venceu os Espanhóis em Aljubarrota.

D. Sebastião, prisioneiro ou morto em Alcácer-Quibir foi, para todo o sempre, o **Desejado**.

(...)

Isto, melhor, algo de semelhante li, não sei onde.

Retive apenas a idéia. Outros eram os personagens e os termos.

E retive, também, a pergunta fundamental do poeta:

- **Sozinhos?**

SUMÁRIO

LISTA DE TABELAS	i
LISTA DE FIGURAS.....	ii
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	iii
RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	v
1. Introdução	1
2. Revisão Bibliográfica	4
2.1. ATMOSFERA	4
2.2. CLIMATOLOGIA	5
2.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO.....	6
2.4. RELAÇÕES HÍDRICAS.....	8
2.5. BALANÇO DE ENERGIA	9
3. Materiais e Métodos.....	22
3.1. DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO	22
3.1.1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE FLORESTA DE TRANSIÇÃO.....	22
3.1.2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE FLORESTA TROPICAL ÚMIDA	23
3.2. COLETA DE DADOS MICROMETEOROLÓGICOS EM FLORESTA DE TRANSIÇÃO E FLORESTA TROPICAL ÚMIDA	24
4. Resultados e Discussão	26
5. Considerações Finais	34
Referências Bibliográficas.....	36

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores da Razão de Bowen em Floresta Tropical Úmida - 2003	26
Tabela 2 – Valores da Razão de Bowen em Floresta de Transição - 2003	27
Tabela 3 – Valores da Razão de Bowen em Floresta de Tropical Úmida – 2004.....	28
Tabela 4 – Valores da Razão de Bowen em Floresta de Transição – 2004	29
Tabela 5 – Valores da Razão de Bowen para a estação seca e úmida em Floresta Tropical Úmida – 2003.	31
Tabela 6 – Valores da Razão de Bowen para as estações seca e úmida em Floresta de Transição - 2003.....	32
Tabela 7 – Valores da Razão de Bowen para a estação seca em Floresta Tropical Úmida e Floresta de Transição - 2004	33

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Esquema dos princípios componentes envolvidos no ciclo hidrológico.....	9
Figura 2 Localização da área em estudo.....	19
Figura 3 Médias em Floresta Tropical Úmida – 2003.....	25
Figura 4 Médias em Floresta de Transição – 2003.....	26
Figura 5 Médias em Floresta Tropical Úmida – 2004.....	27
Figura 6 Médias em Floresta de Transição.- 2004.....	28
Figura 7 Médias para estações seca e úmida em Floresta Tropical Úmida – 2003.....	29
Figura 8 Médias para estações seca e úmida em Floresta de Transição – 2003.....	30
Figura 9 Médias para estação seca – 2004.....	31

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- ABRACOS – Anglo – Brazilian Amazonian Climate Observation Study.
- AM – Amazonas.
- ARME – Amazon Region Micrometeorological Experimente.
- BOC – Saldo de Radiação de Ondas Curtas.
- BOL – Saldo de Radiação de Ondas Longas.
- CFCs – Gases clorofluorcabono.
- CLA – Camada Limite Atmosférica.
- ET – Evapotranspiração.
- G – Fluxo de calor no solo.
- GEE – Gases de Efeito Estufa.
- H – Calor sensível.
- HL – Hora Local.
- L – Calor latente de vaporização.
- LE – Fluxo de calor latente.
- LBA – Experimento de Grande Escala da Biosfera – Atmosfera na Amazônia.
- C G A – Circulação Geral da Atmosfera.
- OC – Ondas curtas.
- Oci – Ondas curtas incidentes.
- Ocr – ondas curtas refletidas.
- OL – ondas longas.
- Olea – Ondas longas emitidas pela atmosfera.
- OLes – Ondas longas emitidas pela superfície.
- Rn – Radiação líquida.
- Rnoc – Radiação líquida de ondas curtas.
- Rnol – Radiação líquida de ondas longas.
- Rnt – Saldo de radiação total.
- RO – Rondônia.
- SARB – Sistema Automático de Razão de Bowen.
- β – Razão de Bowen.
- e – Pressão do vapor atmosférico.
- e_u – Pressão de saturação do vapor a uma temperatura úmida.

RESUMO

ROCHA FILHO, Florício. **Comparação dos Fluxos de Calor Sensível e Latente em Duas Florestas do Estado de Mato Grosso pelo Método da Razão de Bowen.** Cuiabá, 2004. 59pp. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Medições dos fluxos de calor e particionamento da radiação solar em função da sazonalidade foram efetuadas através de equipamentos micrometeorológicos e utilizando-se a Razão de Bowen em duas áreas de floresta no Estado de Mato Grosso, Floresta Amazônica, localizada no município de Alta Floresta, no Noroeste do Estado e Floresta de Transição, situada no município de Sinop, Centro Oeste de Mato Grosso. Os dados foram coletados durante o ano de 2003 e no período correspondente do primeiro dia de janeiro ao primeiro dia de setembro de 2004, sendo comparados estatisticamente. Conclui-se que existem diferenças significativas nas taxas de evapotranspiração entre as duas coberturas vegetais. No ano de 2003 e no período estudado de 2004 a Floresta de Transição evapotranspirou em maiores taxas que a Floresta Amazônica. Na comparação por estação, no período que corresponde à estação úmida, a Floresta de Transição absorveu maior parte de radiação na forma de calor latente que a Floresta Amazônica no ano de 2003, significando uma maior taxa evaporativa para a Floresta de Transição. Durante a estação seca a Floresta de Transição evapotranspirou em menores taxas que a Floresta Amazônica. No ano de 2004, durante a estação seca, não foram registradas diferenças entre as duas Florestas.

Palavras-chave: Partição de energia, fluxo de calor, evaporação, evapotranspiração.

ABSTRACT

ROCHA FILHO, Floricio. **Comparação dos Fluxos de Calor Sensível e Latente em Duas Florestas do Estado de Mato Grosso pelo Método da Razão de Bowen.** Cuiabá, 2004. 59pp. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal de Mato Grosso.

Measurements of the heat flows and partition of the solar radiation in function of the season had been effected through micrometeorological equipments and using it reason of Bowen in two areas of forest in the State of Mato Grosso, Amazonian Forest, located in the city of Alta Floresta, in the Northwest of the State and Forest of Transistion, situated in the city of Sinop, Center West of State Mato Grosso. The data had been collected during the year of 2003 and in the corresponding period of the first day of January to the first day of September of 2004, being compared statistically. One concludes that significant differences in the taxes of evapotranspiration between the two vegetal coverings exist. In the year of 2003 and the studied period of 2004 the Forest of Transistion had evapotranspiration in bigger taxes that the Amazonian Forest. In the comparison for station, in the period that corresponds to the humid station, the Forest of Transistion absorbed greater has left of radiation in the form of latent heat that the Amazonian Forest in the year of 2003, meaning a bigger evaporative tax for the Forest of Transistion. During the dry station the Forest of Transistion had evapotranspiration in lesser taxes that the Amazonian Forest. In the year of 2004, during the dry station, they had not been registered differences between the two Forests.

Keywords: Partition of energy, flow of heat, evaporation, evapotranspiration.

1. INTRODUÇÃO

A água constitui fator fundamental para o desenvolvimento das plantas. Quando os vegetais absorvem água do solo pelo processo de transpiração, estão ao mesmo tempo absorvendo nutrientes, fazendo-os circular internamente, realizando fotossíntese, transportando seiva elaborada, hormônios e outras substâncias para todas as partes das plantas. O crescimento, portanto, ocorre tão vigorosamente quanto permitem os demais fatores do meio.

Enquanto a vegetação estiver bem suprida por água, a transpiração pode ser considerada como controlada somente por fatores atmosféricos, porém, quando o suprimento de água torna-se limitante, a vegetação sofre "estresse hídrico" e a transpiração diminui, e todos os seus processos metabólicos são restringidos. Assim, em consequência da ausência de água no solo, em muitos dias os vegetais não estarão crescendo à taxa máxima, existindo ocasiões em que o crescimento pode cessar completamente.

Na distribuição dos índices pluviométricos a radiação solar exerce importante contribuição, pois a energia que atinge a superfície terrestre é devolvida para a atmosfera na forma de fluxo de calor sensível (aquecimento) e latente (evapotranspiração). A evapotranspiração da floresta é uma das importantes fontes de vapor d'água que alimentam a precipitação na Amazônia e conseqüentemente, a disponibilidade de água.

A radiação solar, deste modo, constitui-se no mais importante elemento meteorológico, pois dela depende basicamente os processos físicos que ocorrem na atmosfera. Assim, a quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra em dado local, tempo e época do ano é fundamental para a produtividade de uma cultura, devido a sua proporcionalidade com relação à quantidade e distribuição durante o ano.

A vegetação, por sua vez (VILLA NOVA, 1973), responderá a quantidades instantâneas da radiação solar, pois valores máximos durante o dia são críticos para determinados processos da planta. O crescimento, fotossíntese, aumento de peso úmido, reserva de açúcar e absorção de água, por exemplo, dependem sobretudo da quantidade de radiação solar que atinge a planta nas diversas horas do dia, pois a temperatura da planta, que governa a taxa de processos biológicos, depende da radiação solar global ou total incidente sobre a planta.

No setor agrícola a principal função da radiação e da oferta de água para a planta é dada em função das transformações bioquímicas nos vegetais, proporcionadas pelo número de horas de incidência de brilho solar nas culturas trabalhadas, além de determinar a época de floração e frutificação.

Desta forma, o balanço de energia e a umidade interagem, sendo que o saldo de radiação é particionado em termos de calor sensível e/ou latente, dependendo das condições ambientais e de água no solo.

Com o avanço da agricultura e agropecuária em áreas que compõem a Amazônia brasileira, que possui florestas tropicais úmidas e formações florestais chamadas de florestas de transição, pois ocorrem em um ecótono entre a Floresta Amazônica e o Cerrado, é importante a realização de estudos sobre o balanço de energia em culturas e áreas de cobertura florestal.

O comportamento do balanço de energia e da partição de energia nesses ecossistemas, bem como a quantificação do balanço de radiação e energia é de grande interesse para melhor caracterizar a interação entre a floresta e a atmosfera e suas conseqüências para a agricultura, à agropecuária e para as próprias formações florestais.

Reconhece-se que existe um grau de informação razoável sobre a composição florística e a estrutura das diferentes fisionomias que compõem o cerrado mato-grossense, concentradas em duas regiões principais: o Pantanal de Mato Grosso e o trecho Depressão Cuiabana – Chapada dos Guimarães. No entanto, as áreas de transição para a Floresta Ombrófila (floresta Amazônica), presentes em grande extensão em toda a porção central do Estado (entre as latitudes 11°S e 14°S), foram objeto de pouco ou nenhum estudo, merecendo atenção especial dos futuros trabalhos. Assim, o objetivo deste trabalho foi comparar os fluxos de calor sensível e

latente em uma Floresta de Transição, localizada no Centro Norte e uma Floresta Tropical Úmida (Floresta Amazônica), localizada no Noroeste do Estado de Mato Grosso, Brasil, pelo método da Razão de Bowen.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. ATMOSFERA

A atmosfera é um invólucro gasoso sobre a Terra que, embora relativamente fino, é importante, pois, nele ocorrem os fenômenos meteorológicos. A presença da atmosfera determina a qualidade e a quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra (PEREIRA *et al.*, 2002).

Segundo ARRUDA (2004), Ludwig Prandtl introduziu o conceito de camada limite ao formular a hipótese que, independentemente de quão pequena seja a viscosidade de um fluido, as tensões de cisalhamento são desprezíveis, exceto em regiões próximas a contornos sólidos, sobre as quais deve ser válida a condição de não-deslizamento ou aderência. Essa região é o que se denomina de camada limite e no caso da atmosfera é comum designar suas primeira centenas de metros de camada limite atmosférica – CLA - (MOURA & MARTINS, 1992).

A CLA tem uma estrutura termodinâmica que responde ao ciclo diurno de aquecimento através de mudanças nos ventos que alteram as trocas de calor entre a CLA e a atmosfera livre. Os movimentos na CLA são essencialmente turbulentos, sendo que a turbulência tem origem em duas causas: a primeira é uma causa de origem mecânica, devido à presença de grandes cisalhamentos necessários para satisfazer a condição de não-deslizamento. A segunda causa é de origem térmica, devido ao aquecimento em seu contorno inferior. A turbulência mecânica é mais evidente próximo à superfície, mas sua intensidade depende fortemente da rugosidade aerodinâmica e do vento. A turbulência térmica resulta sobretudo da transferência de calor para a atmosfera (por condução dentro de uma camada milimétrica, rente à superfície), pelos transportes convectivos (MOURA & MARTINS, 1992).

Segundo SANTOS (1999) a camada limite da Terra que envolve a camada superficial e estende-se até aproximadamente 1 km acima da superfície, é a região de transição do escoamento perturbado próximo à superfície até o escoamento de menor fricção ou homogêneo da atmosfera livre.

O vapor d'água (H₂O), o metano (CH₄), o ozônio (O₃), o óxido nitroso (N₂O) e os clorofluorcarbonos (CFCs), entre outros, constituem, com o dióxido de carbono (CO₂) um conjunto denominado *gases de efeito estufa* (GEE). Tais gases são de grande importância física, química e biológica. Os GEE são responsáveis pela manutenção de uma temperatura adequada à existência da vida no planeta. Sem eles, a temperatura média na Terra seria algo em torno de 30 a 35 °C menor que a temperatura média atual que é igual a 15 °C (SANTOS, 1999).

2.2. CLIMATOLOGIA

O clima atual da região Amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar, através do balanço de energia. A Amazônia, situada na região entre 5 N e 10 S recebe no topo da atmosfera um valor máximo de 36,7 MJ.m².dia⁻¹ em Dezembro/Janeiro e um valor mínimo de 30,7 MJ.m².dia⁻¹ em Junho/Julho (SALATI & MARQUES, 1984). Estes valores são reduzidos pela transmissão atmosférica mas são, em média, da ordem de 15 MJ.m².dia⁻¹. Medidas realizadas na Amazônia Central (Manaus-AM) indicam que os maiores totais de radiação que chegam na superfície ocorrem nos meses de setembro e outubro, sendo que os mínimos são nos meses de dezembro à fevereiro. Esta distribuição é controlada pela nebulosidade advinda da migração SE/NW da convecção amazônica (HOREL *et al.*, 1989).

Devido aos altos valores de energia que incide na superfície, o comportamento da temperatura do ar mostra uma pequena variação ao longo do ano, com exceção da parte mais ao sul (Rondônia e Mato Grosso), que inclusive sofrem a ação de sistemas frontais, denominados localmente por “friagens.” A amplitude térmica sazonal ocorre na ordem de 1 a 2 °C, sendo que os valores médios situam-se entre 24 e 26 °C. (SALATI & MARQUES, 1984).

O objetivo de uma classificação climática é definir, em termos de temperatura, umidade e suas distribuições estacionais, os limites dos diferentes tipos climáticos que ocorrem na superfície do globo terrestre (OMETTO, 1981). O clima é o fator determinante da distribuição geográfica em larga escala das plantas, enquanto a topografia e solos influenciam as distribuições locais (RICKLEFS, 1996).

Na região tropical, a medida de disponibilidade hídrica mais amplamente utilizada é a precipitação mensal e o total anual. Diferenças na pluviosidade mensal definem os períodos seco e chuvoso durante o ano (IVANUSKAS, 2002).

Nos neotrópicos, a riqueza de espécies de plantas geralmente aumenta linearmente com a precipitação anual, e também é influenciada pela intensidade e a duração da estação seca (GENTRY, 1988).

O clima da floresta tropical é quente e úmido, com pouca ou nenhuma estação seca (WALSH, 1996). A alta precipitação, bem distribuída durante o ano, e a ausência ou o breve período seco (0 -120 dias secos por ano), foi o critério utilizado por VELOSO *et al.* (1991) para delimitar a Floresta Ombrófila. Um período seco superior a 120 dias/ano caracterizaria a Floresta Estacional.

As áreas de transição da Floresta Ombrófila para as Florestas Estacionais Semidecíduas e Decíduas seguem gradientes climáticos, nos quais a precipitação diminui e o clima torna-se mais estacional, e a presença de uma formação ou outra passa a depender da natureza do solo ou da topografia (IVANUSKAS, 2002).

2.3. EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A evaporação da água é um fenômeno físico que propicia a mudança de estado da fase líquida para a gasosa diretamente de uma superfície de água livre (mar, lago, rio etc) ou úmida (planta, solo). Quando esta mudança se dá através das plantas, recebe o nome de transpiração. No caso de solos parcialmente vegetados, estes processos ocorrem de forma simultânea e independente, sendo então usado o termo evapotranspiração (BERLATO & MOLION, 1981).

Conforme LEMON *et al.* (1970), a evapotranspiração é função dos elementos meteorológicos, do solo e da planta. (PEREIRA, 1997), argumenta que quando a

cobertura do solo é completa e não há restrição hídrica, a evapotranspiração é condicionada principalmente pelos elementos meteorológicos. Segundo TANNER & LEMON (1962) e VILLA NOVA *et al.* (1976), a radiação é o principal elemento meteorológico que influencia a evapotranspiração.

A evapotranspiração da floresta na região Amazônica tem sido objeto de vários estudos (VILLA NOVA *et al.*, 1976; MARQUES *et al.*, 1980; SHUTTLEWORTH *et al.*, 1984), principalmente em casos da evapotranspiração potencial. As estimativas são de que a evapotranspiração potencial média seja de 4,0 mm.dia⁻¹, com variações sazonais decorrentes da existência ou não de chuvas. Entretanto, poucas são as medidas ou estimativas da evapotranspiração real.

MARQUES FILHO *et al.* (1986) e FISCH (1990), realizaram estudos comparativos entre medidas da evapotranspiração real (medida com aparelhos de vórtices turbulentos) e estimativas da evapotranspiração potencial e, utilizando-se de métodos diferentes, Penman-Monteith, no caso de FISCH (1990) e a teoria da similaridade para MARQUES FILHO *et al.* (1986), chegaram a valores entre a razão das evapotranspirações real e potencial de 0,30 para FISCH (1990) e 0,40 para MARQUES FILHO *et al.* (1986). Estes valores são típicos para a estação seca, sendo que, na época chuvosa (JANUÁRIO 1986), a evapotranspiração real seja igual a potencial, uma vez que o solo possui muita umidade.

As florestas tropicais trocam quantidades grandes de água e energia com a atmosfera (GRACE, 1992; IVANUSKAS & RODRIGUES, 2000). Por essa razão, a Floresta Amazônica e o Cerrado são considerados importantes ecossistemas para o controle do clima local e regional da região Norte e Centro Oeste do Brasil (AVISSAR, 1991; NOBRE *et al.*, 1991; GRACE, 1992).

Mudanças de cobertura na superfície podem também interferir no índice de precipitação, alterar as variações sazonais da entrada de radiação solar, radiação líquida, e evapotranspiração (ET), e afetar o desenvolvimento noturno da camada limite de convecção (CULF *et al.*, 1996; NOBRE *et al.*, 1996; MANZI, 1993; HODNETT *et al.*, 1995, 1996). As altas taxas de desmatamento na Amazônia brasileira, segundo SKOLE & TUCKER (1993); MORAN *et al.* (1994), podem desestabilizar os fluxos de água e de energia entre superfície-atmosfera nessa região.

Estas alterações na hidrologia e partição de energia têm implicações importantes nos ciclos biogeoquímicos locais e regionais e nos saldos de energia (NOBRE *et al.*, 1991).

2.4. RELAÇÕES HÍDRICAS

A água constitui um dos elementos físicos mais importantes na composição da paisagem terrestre, interligando fenômenos da atmosfera inferior e da litosfera, interferindo na vida vegetal e animal. Dentre as múltiplas funções da água, destaca-se seu papel como agente modelador do relevo da superfície terrestre (GUERRA & CUNHA, 2001).

Além disso, a hidrologia está estreitamente relacionada às condições climáticas e, portanto, modelos hidrológicos e atmosféricos deveriam estar acoplados, sendo que, na prática, um estreito acoplamento torna-se bastante difícil, uma vez que modelos atmosféricos trabalham com resoluções espaciais muito maiores que as utilizadas na modelagem hidrológica (JANUÁRIO, 1986).

A bacia hidrográfica (LEINZ & AMARAL, 1989) é o objeto de estudo da maioria dos modelos hidrológicos, reunindo as superfícies que captam e despejam água sobre um ou mais canais de escoamento que culminam numa única saída. A bacia pode constituir a unidade espacial para modelos agregados que consideram as propriedades médias para toda a bacia, ou então, pode ser subdividida segundo diversas abordagens a fim de considerar suas características espacialmente distribuídas.

Para melhor entender os modelos hidrológicos (COELHO NETO, 1992), é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico. A água é agente essencial no processo produtivo, aqui entendido como fixação do carbono atmosférico pelas plantas superiores. A folha de uma planta é o principal órgão responsável pela fotossíntese e é também o responsável pelo controle sobre o ciclo hidrológico através dos estômatos. Pode-se verificar uma estreita relação entre os ciclos da água e do carbono (Figura 1).

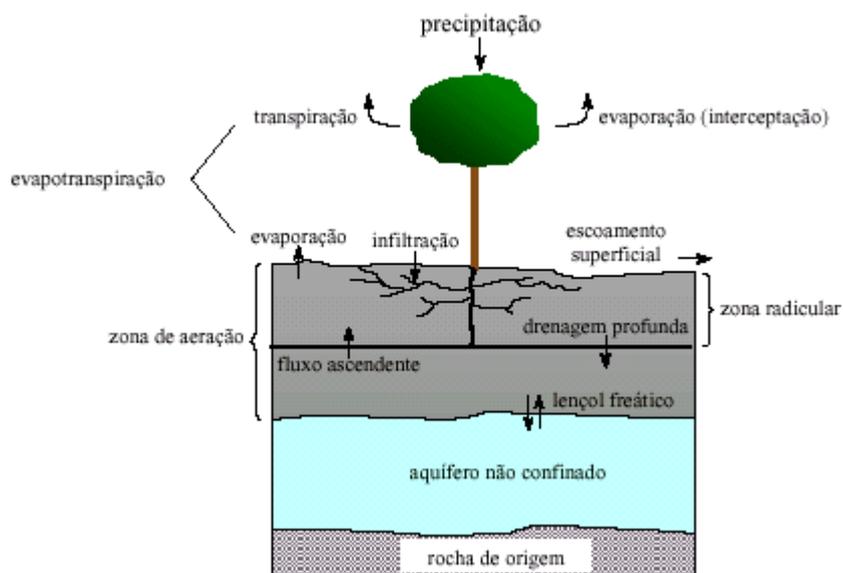


Figura 1 Esquema dos principais componentes envolvidos no ciclo hidrológico.

A principal entrada de água no sistema é a precipitação (FERNANDES, 1990). Considerando a existência de uma cobertura vegetal sobre o solo, a água da chuva é primeiramente interceptada pelo dossel (a água poderá também atingir diretamente o solo ou corpos d'água). Esta água interceptada pode então ser evaporada. Da água que chega até a superfície do solo, parte é infiltrada (entra no perfil de solo) e parte pode escoar superficialmente.

Quando infiltrada, a água irá se redistribuir ao longo do perfil de solo. Simultaneamente à entrada no solo, a água pode estar sendo evaporada pela superfície ou retirada do solo pelas raízes e transpirada pelas folhas do dossel. A água pode ainda descer o perfil de solo e chegar ao lençol freático, ou, em algumas situações, pode haver um fluxo ascendente de água no solo (GUERRA & CUNHA, 2001).

2.5. BALANÇO DE ENERGIA

O método do balanço de energia constitui-se, basicamente, na partição do saldo de radiação nos fluxos de calor latente de evapotranspiração e nos fluxos de calor sensível no ar e no solo. Em certos momentos, os fluxos de calor sensível podem passar de consumidores para doadores de energia no processo

evapotranspirativo. A metodologia do balanço de energia e, conseqüentemente da Razão de Bowen, já foi amplamente estudada (TANNER, 1960, 1967; VILLA NOVA, 1973; DUNIN *et al.*, 1989; FONTANA *et al.*, 1991 e MOURA & MARTINS, 1992), entre outros.

A razão entre o fluxo de calor sensível do ar e o fluxo de calor latente de evapotranspiração constitui-se na Razão de Bowen, conceito introduzido por Bowen em 1926. Esta razão apresenta valores bem distintos quando há diferenças significativas com relação a umidade do solo, sendo que, normalmente, quanto mais úmido o solo, mais próximos de zero tendem a ser os valores desta razão, pois maiores quantidades de energia são direcionadas ao processo evapotranspirativo. Quando há restrição hídrica, uma maior parte da energia é utilizada no aquecimento do ar, resultando em valores mais elevados da Razão de Bowen (SILVA, 2003).

Com o sistema automático da Razão de Bowen (SARB), é possível registrar automaticamente a radiação líquida, o fluxo de calor no solo e gradientes de pressão do vapor d'água e temperatura do ar, em duas alturas, o que permite a estimativa do balanço de radiação e, conseqüentemente, da evapotranspiração (SILVA, 2003).

De acordo com PEREIRA *et al.* (1997), o balanço de energia representa a contabilidade das interações dos diversos tipos de energia com a superfície, sendo a radiação solar, em condições atmosféricas normais, a principal fonte de suprimento desta energia e, em função do comprimento das ondas dos raios solares, a radiação solar é denominada de ondas curtas. Estes autores observaram que a disponibilidade de radiação solar depende do poder refletor da superfície (albedo), dado que, quanto maior o albedo, menor será o saldo de radiação. Albedo menor, conseqüentemente, produzirá um saldo maior de radiação. Assim, em condições idênticas de radiação incidente (Ondas Curtas), superfícies com diferentes albedos terão diferentes saldos de radiação.

Durante o dia o balanço de radiação é tal que a superfície recebe mais do que emite, sendo que à noite ocorre o contrário. Na ausência de chuva, os fluxos de calor sensível e latente são em geral positivos durante o dia indicando a transferência de calor e de umidade da superfície para a atmosfera. À noite os fluxos são pequenos e costumam trocar de sinal, com a transferência de calor do ar para a superfície e a formação de orvalho ou geada. O fluxo de calor no solo costuma ser para baixo

durante o dia e para cima à noite. Todos os componentes são definidos positivos quando o fluxo é para cima (DIAS, 2001).

De acordo com os princípios envolvidos em seu desenvolvimento, (PEREIRA *et al.*, 1997), os métodos de estimativas de evapotranspiração podem ser agrupados em cinco categorias, ou seja: (i) empíricos; (ii) aerodinâmicos; (iii) balanço de energia; (iv) combinados e, (v) correlação dos turbilhões. Estes autores ressaltam que empirismo, neste caso, não é sinônimo de falta de qualidade e, sim, métodos desenvolvidos e calibrados localmente, que podem produzir melhores resultados que métodos mais genéricos e fisicamente mais reais.

Na prática, o balanço ou saldo de radiação de ondas curtas ($R_{n_{oc}}$), pode ser medido pelo albedômetro, o qual possui duas cúpulas, sendo uma na parte superior (para medida da radiação incidente) e outra na parte inferior (para medida da radiação refletida). O saldo total de radiação (R_{n_T}) pode ser medido pelo saldo-radiômetro - net radiometer - (HAYASHI, 2001).

Medidas micrometeorológicas de superfície, realizadas por GALVÃO (1999), nas áreas de florestas e de pastagem na região de Ji-Paraná, Rondônia, foram utilizadas para analisar o comportamento do balanço de energia para o final da estação chuvosa e início da estação seca do ano de 1993 e avaliar a performance da radiação de onda longa atmosférica estimada por fórmulas empíricas. Constatou que, de um modo geral, o início do período de estudo (final da estação chuvosa) é caracterizado por um comportamento bastante variável da radiação solar incidente, com temperaturas máximas em torno de 31°C e um maior número de eventos de precipitações em ambos os sítios.

No entanto, o final do período (início da estação seca), é caracterizado por valores aproximadamente constante de radiação solar incidente, maiores amplitudes térmicas, valores mais baixo da umidade específica do ar e um número reduzido de eventos de precipitações.

Durante o período chuvoso, a devolução de energia para atmosfera é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente cuja fração do saldo de

radiação de calor latente (LE/Rn) utilizada foi $0,79 \text{ W/m}^2$ na floresta e $0,65 \text{ W/m}^2$ na pastagem.

Uma pequena parte do saldo de radiação de calor específico (H/Rn) é usada para o aquecimento da atmosfera, correspondendo a $0,17 \text{ W/m}^2$ na floresta e $0,20 \text{ W/m}^2$ na pastagem. Concluiu que, no período seco, a floresta continua a utilizar uma maior quantidade de energia para evaporar e uma menor quantidade para aquecer o ar, enquanto que na pastagem a transferência de energia para a atmosfera ocorre em magnitude muito próxima dos fluxos de calor latente e calor sensível, principalmente nos horários entre 11 e 14 h (Hora Local – H L).

No caso do evento de friagem, concluiu que a devolução de energia para a atmosfera é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente antes da passagem, cuja fração do saldo de radiação (LE/Rn) foi de $0,79$ para a floresta e $0,71 \text{ W/m}^2$ para a pastagem. Durante a friagem, a fração de LE/Rn na floresta é maior que 1 W/m^2 , enquanto que na pastagem a fração de LE/Rn é de $0,88 \text{ W/m}^2$.

Após a passagem da friagem, a fração de LE/Rn e H/Rn, na floresta e na pastagem, retornam ao padrão antecedente à friagem e, no caso do vento nevoeiro, a forma de devolução de energia para a atmosfera também é realizada predominantemente pelo fluxo de calor latente, cujos valores da Razão de Bowen foram positivos até as 9 h (H L).

As florestas tropicais (IVANUSKAS & RODRIGUES, 2000), e o cerrado são importantes para a troca de água e de energia com a atmosfera e são tidas como importantes reguladores do clima local e regional. Entretanto, o rápido desmatamento da Amazônia brasileira tem a capacidade de desestabilizar o fluxo de água e energia da superfície para a atmosfera. A pesquisa conduzida durante a experiência da ARME (Amazon Region Micrometeorological Experiment) e o ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study) avaliou os efeitos do desmatamento sobre as trocas de massa e energia, balanço de água e a fisiologia da floresta tropical, do cerrado e do pasto para gado. Os dados destes estudos serviram como base para a parametrização, calibração, e a validação dos modelos gerais da circulação e dos modelos de mesoescala usados para avaliar os

efeitos do desmatamento da floresta tropical nas trocas de energia do ecossistema (VOURLITIS *et al.* 2002).

Com relação à associação floresta-clima, (MARENGO *et al.*, 1996), o desenvolvimento da informática facilitou a utilização de modelos numéricos de Circulação Geral da Atmosfera (CGAs) para se estudar o efeito das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera. O estudo efetuado por LEAN *et al.* (1996) representa as condições de fronteira e inicial mais realistas do cenário da Amazônia, uma vez que os parâmetros de controle (por exemplo fração da vegetação coberta, tipo de solo e difusividade hidráulica) e de superfície (albedo, comprimento de rugosidade e índice de área foliar) foram extraídos do conjunto de dados do ABRACOS.

FISCH *et al.* (1996), analisaram com detalhes o comportamento de variáveis meteorológicas na região específica de Ji-Paraná (RO) em áreas de floresta e pastagem, utilizando-se de resultados gerados por LEAN *et al.* (1996). Nestas análises usou-se um conjunto de dados (valores horários durante um período de 15 meses) gerados após 5 anos de integração. Com a escolha de um mês tipicamente úmido (janeiro) e um mês ao final da época seca (setembro), analisou-se o comportamento horário dos fluxos de energia e dos elementos climáticos. Concluíram que a Razão de Bowen é tipicamente de +0,3 durante a época chuvosa, aumentando para valores entre 1,0 e 3,0 durante a estação seca.

OLIVEIRA *et al.* (2003), estudaram as variações sazonais dos componentes do balanço de radiação e de energia em um sítio experimental da Floresta Amazônica (Floresta Nacional de Caxiuanã), no período de abril de 1999 a dezembro de 2001 e, quantificando as variações da partição de energia solar na floresta em função da Razão de Bowen e do saldo de radiação, concluíram que os componentes do balanço de radiação e de energia apresentaram variação sazonal bem caracterizada, com magnitudes bem distintas entre as estações menos chuvosas (junho a novembro) e chuvosa (dezembro a maio), com maiores amplitudes sendo observadas durante a estação menos chuvosa. Verificaram que a maior parcela de energia foi utilizada na forma de calor latente, com a irradiância solar global elevada e a água suficientemente disponível na floresta.

No estudo de OLIVEIRA *et al.* (2003), os valores dos componentes do balanço de energia apresentaram tendência de variação semelhante, com os máximos valores ocorrendo em agosto e setembro (estação menos chuvosa) e os mínimos valores em fevereiro e março (estação chuvosa). A Razão de Bowen, baseado em valores médios mensais, apresentou pouca oscilação, variando de 0,74 em agosto a 0,28 em fevereiro, com um valor médio de 0,49.

Na Floresta de Caxiuanã, a partição dos fluxos de calor sensível e latente no saldo de radiação apresentou a mesma tendência de variação, semelhante a Razão de Bowen, com a maior parcela de energia utilizada na forma de calor latente, que variou de 0,70 W/m² em novembro a 0,21 em janeiro, com um valor médio de 0,42 W/m² e a partição do fluxo de calor sensível no saldo de radiação variou de 0,39 W/m² em setembro a 0,12 em janeiro, apresentando um valor médio de 0,20 W/m² em todo o período experimental.

Segundo OLIVEIRA *et al.* (2003), na floresta os raios solares são absorvidos por reflexões múltiplas dentro do dossel; menos radiação térmica perde-se da superfície e através das copas das árvores.

OLIVEIRA *et al.* (2002), utilizando dados a respeito do balanço de energia, coletados no ano de 2000, em área de floresta de transição (cerradão), por uma torre de pesquisa micrometeorológica, no município de Sinop, Mato Grosso, realizaram estudo preliminar sobre a partição de energia oriunda da radiação solar incidente. Para a realização do trabalho, a radiação solar líquida incidente (Rn) foi medida diretamente e calculados os fluxos de energia relacionados à LE e H e a radiação absorvida no solo. Estudaram os valores dessas quatro grandezas correspondentes a cada meia hora no ano de 2000 e observaram que, na ausência de nuvens (céu limpo) Rn é cerca de 20% menor no meio do ano, valor esse compatível com o que se espera teoricamente, devido ao maior valor do ângulo médio de incidência da radiação nessa época do ano. Contudo, devido a uma maior concentração de nuvens na época de chuvas que corresponde ao período onde a radiação incidente em céu limpo é maior, a média de Rn em cada mês do ano permanece praticamente constante.

Como os valores médios de G, ao longo do ano, são desprezíveis em relação a H e LE, (OLIVEIRA *et al.*, 2002), concluíram que a partição de energia se dá entre H e LE, e que os maiores valores da Razão de Bowen é atingido na época da seca.

ARRUDA (2004), em trabalho realizado na floresta de transição de Sinop, analisou a variação sazonal dos valores médios diários dos fluxos de CO₂, H e LE, considerando-se os períodos de estação seca, estação de transição seca/úmida e estação úmida de 2002. Os dados foram obtidos de uma torre metálica de 54 m de altura. Concluiu que os componentes do balanço de energia apresentaram uma variação sazonal bem caracterizada, com magnitudes bem distintas entre as estações menos chuvosa e chuvosa. A Razão de Bowen, baseada em valores médios horários apresentou valores de 0,39 para estação transitória seca/úmida, 0,28 para a estação seca e 0,25 para a estação úmida.

O movimento da água e minerais a longa distancia nas plantas ocorre nos elementos condutores do xilema que se estendem das raízes às folhas. Através das células da raiz, a água penetra nos elementos condutores e sai destes na folha, em forma de vapor d'água, através das células do mesófilo para os espaços intercelulares. Quando os estômatos estão abertos, o vapor d'água se difunde dos espaços intercelulares saturados para a atmosfera.

A transpiração estomática envolve dois passos: (1) a evaporação da água das superfícies das paredes celulares adjacentes aos espaços intercelulares (espaços aeríferos) da folha e (2) a difusão do vapor d'água resultante dos espaços intercelulares para a atmosfera via estômatos. Assim, a abertura e o fechamento dos estômatos controla a troca gasosa através da superfície da folha (LARCHER, 2000).

Apesar da abertura e do fechamento dos estômatos serem os fatores que mais afetam a taxa de transpiração, inúmeros outros fatores, tanto ambientais quanto da própria planta, influenciam a transpiração. Um dos fatores mais importantes é a temperatura. A velocidade de evaporação da água dobra a cada aumento de 10°C de temperatura. Entretanto, uma vez que a transpiração resfria a superfície foliar, sua temperatura não aumenta tão rapidamente como a do ar circundante (RICKLEFS 1996).

A umidade também é um fator importante na quantificação das taxas evaporativas, dado que a velocidade de transpiração é proporcional à diferença da pressão de vapor entre os espaços intercelulares e a superfície da folha. Deste modo, a água é perdida muito mais lentamente numa folha circundada por uma atmosfera já carregada de vapor d'água. As folhas de plantas que crescem em florestas

sombreadas, onde a umidade é geralmente alta, tipicamente apresentam grandes superfícies foliares, pois a principal função da folha é obter luz, não existindo risco de perda excessiva de água. Por outro lado, as plantas de pradarias, ou de outras áreas expostas mais freqüentemente, possuem folhas estreitas, caracterizadas por um maior espessamento cuticular e estão em maior perigo de perda excessiva de água, em virtude da baixa umidade circundante. As correntes de ar também influenciam na transpiração, pois o vento retira o vapor d'água da superfície foliar, acentuando a diferença da pressão de vapor através da superfície e, quando o ar está muito úmido, o vento diminui a transpiração pelo resfriamento da folha (RAVEN et. al., 2001).

A equação usada para o balanço de energia, segundo ASSIS *et al.* (1996), é expressa em termos de fluxos verticais, de acordo com o modelo proposto por TANNER (1960):

$$R_n + G + LE + H \cong 0 \quad (1)$$

onde R_n é o saldo de radiação total disponível à superfície; G é o fluxo de calor no solo, LE é o fluxo convectivo do calor latente e H é o fluxo de calor sensível.

O balanço de energia é definido por HAYASHI (2001), como a contabilidade das entradas e saídas de radiação de ondas curtas (OC), determinando o saldo (BOC) como a diferença entre a radiação incidente (OC_i) menos a radiação refletida (OC_r), demonstrando BOC através da seguinte equação:

$$BOC = OC_i(1 - r) \quad (2)$$

onde r é o albedo da superfície.

Desse modo, o saldo de ondas longas pode ser estimado como se segue:

$$Rn_T = Rn_{oc} + Rn_{ol} \quad (3)$$

O saldo (BOL) da radiação emitida pela superfície terrestre, em ondas longas (OL), é dado pela diferença entre a radiação emitida pela atmosfera (OL_{ea}) menos a radiação emitida pela superfície (OL_{es}). Assim, BOL é definido pela equação:

$$\text{BOL} = \text{OLea} - \text{OLes} \quad (4)$$

Substituindo as equações 2 e 4 em 3, obtém-se o saldo de radiação (Rn):

$$\text{Rn} = \text{OCi}(1 - r) + \text{OLea} - \text{OLes} \quad (5)$$

De acordo com PEREIRA *et al.*, (1997) e MELO (1993), a razão entre calor sensível (H) e calor latente (LE) foi proposta por Bowen em 1926, como forma de estudar a partição da energia disponível.

A Razão de Bowen (β) é definida por:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (6)$$

e depende fundamentalmente das condições hídricas da superfície evaporante. Se a superfície estiver umedecida, maior parte de energia líquida (Rn) será utilizada em calor latente, resultando em β pequeno. Se, no entanto, a superfície apresentar restrição hídrica, maior parte de Rn será utilizada no aquecimento do ar, resultando em β elevado. Tanto LE quanto H são negativos quando fluem da superfície para o ar; positivos quando em situação contrária. Logo, o sinal de β depende apenas do sinal de H, e β negativo indica que está havendo transporte de calor sensível do ar mais quente para superfície mais fria, condição de inversão térmica. Ainda, neste caso, LE pode até suplantar Rn, pois H representa um adicional de energia disponível à superfície evaporante.

Os fluxos de calor latente e sensível podem ser estimados de acordo com a Razão de Bowen, a partir de medidas de temperatura do ar (termômetros de bulbo seco e bulbo úmido) em dois níveis de altura, (ASSIS *et al.*, 1996).

Esses dois termômetros são denominados conjunto psicrométrico. Segundo MELO (1993), a psicrometria tem por objetivo estudar as propriedades termodinâmicas do ar úmido, que governam as trocas de energia entre o ar, este uma mistura de gases que exercem pressão independente entre si, e a superfície da Terra. A pressão do vapor d'água é representada pela letra e .

A pressão de vapor atmosférico é dada pela equação:

$$e = eu - \gamma(T - Tu) \quad (7)$$

onde:

eu = pressão de vapor de saturação, à temperatura Tu :

T = temperatura do ar, dada pelo termômetro de bulbo seco;

Tu = temperatura do ar, dada pelo termômetro de bulbo úmido;

γ = constante psicrométrica.

No decorrer das trocas de energia com a superfície da Terra, em algum momento o ar pode ficar saturado de vapor d'água, cessando a evaporação na superfície. Porém, em função do aumento da temperatura no ar, este passa a receber mais vapor d'água. Conseqüentemente, a cada temperatura, o ar apresenta diferente pressão de saturação. A pressão de saturação do vapor d'água, a uma temperatura úmida, é representada pelas letras eu (PEREIRA *et al.*, 1997).

O poder evaporante do ar (demanda atmosférica) é elevado (déficit de saturação) quando a pressão de saturação do vapor a uma temperatura úmida (eu) é menor que a pressão do vapor atmosférico (e) e, também, quando a velocidade do vento é grande. Nesse caso, eu é dado pela temperatura da folha (LIMA, 1979).

A pressão de saturação do vapor d'água pode ser calculada pela seguinte equação:

$$eu = 0,6108 \times 10^{\left(\frac{7,5Tu}{237,3+Tu}\right)} \quad (8)$$

A tangente à curva de saturação de vapor d'água, representada por s , é obtida pela diferencial de eu em relação a Tu pela equação:

$$s = \frac{deu}{dT_u} \quad (9)$$

A diferencial de e em relação às temperaturas dadas pelos termômetros de bulbo seco e bulbo úmido é calculada por:

$$\partial e = \partial eu - \gamma(\partial T - \partial Tu) \quad (10)$$

A Razão de Bowen pode também ser determinada de acordo com a equação:

$$\beta = \frac{1}{\left(\left(\left(\left(\frac{s + \gamma}{\gamma}\right)\right) \times \left(\frac{dT_u}{dT_s}\right)\right) - 1\right)} \quad (11)$$

onde:

dTu é o gradiente de temperatura dado pelo termômetro de bulbo úmido nos dois níveis de altura;

dTs ; é o gradiente de temperatura dado pelo termômetro de bulbo seco, nos dois níveis de altura;

s é a tangente à curva de saturação de vapor d'água;

γ é a constante psicrométrica reduzida.

De acordo com os valores medidos de Rn e G e valores estimados de $\beta \neq -1$, o fluxo de calor latente de evaporação pode ser estimado usando a equação:

$$LE = \left(\frac{Rn - G}{1 + \beta} \right) \quad (12)$$

O fluxo de calor sensível sobre a cultura é obtido a partir da equação:

$$H = Rn - G - LE \quad (13)$$

Comparando o fluxo de calor latente em cultura irrigada de alfafa (*Medicago sativa* L.) com um bosque, em estação semi-árida, TODD *et al.* (2000), afirmam que a Razão de Bowen é um método micrometeorológico muito usado para a estimativa de fluxo de calor latente devido a sua simplicidade, segurança e baixo custo, tendo comparação favorável com outros métodos em importantes estudos.

CELLIER (1993), reconhece que o método da Razão de Bowen é largamente utilizado nas estimativas de fluxo de calor sensível e evaporação entre a lavoura e a atmosfera. O ponto mais crítico do método é a mensuração do gradiente úmido vertical. Propõe um sistema simples, usando a produção higrométrica e alternando amostras de ar em dois níveis, por meio de sondas de medidas de umidade do gradiente.

Estudando uma cultura de milho (*Zea mays* L.), híbrido SAVE-342, CUNHA *et al.* (1996), atestaram divergência horizontal de energia, com pontos onde ocorreram valores de calor latente maiores que radiação líquida e perfis de média térmica logo acima da cultura, nos inícios de manhãs e finais de tardes. Atribuíram à evaporação do orvalho os valores menores que zero para β , observados no período da manhã. Constataram, também, a hipótese de que o fluxo unidirecional de calor no

solo é proporcional a condutividade do meio e ao gradiente de temperatura na mesma direção do fluxo.

Em estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz (*Oriza sativa* L.), VILLA NOVA (1973), concluiu que a distribuição de energia líquida entre os componentes do balanço de energia, na cultura e condições observadas, depende do estado de umidade da camada superficial do solo, do estágio de desenvolvimento da cultura e das características das áreas laterais. Neste estudo relata que a determinação da Razão de Bowen é bastante útil nas condições de campo, onde sempre existe a necessidade de uma rápida verificação das medidas realizadas no instante. Observou que o valor da Razão de Bowen será negativo em decorrência de duas circunstâncias:

a) Quando houver inversão de temperatura, ocasionando evaporação levemente superior à energia líquida disponível;

b) Quando houver advecção, com a ação dos ventos transferindo relevantes quantidades de calor sensível para o solo, elevando o fluxo evaporante.

GALVANI & ESCOBEDO (1999), trabalhando com balanço de energia em cultura de pepineiro em ambiente natural e protegido analisaram, diariamente, H, LE, G e Rn ao longo do ciclo da cultura, dentro e fora da casa de vegetação, englobando os períodos outono/inverno e primavera/verão. Rn e o fluxo de G foram quantificados, LE e o H foram estimados em dois níveis distintos pelo método da Razão de Bowen.

Afirmam ser muito limitado o número de trabalhos que tratam da partição do balanço de energia ao longo de todo o ciclo de uma cultura em ambientes protegidos, como estufas plásticas.

Os resultados do estudo de GALVANI & ESCOBEDO (1999), mostraram que a maior parte da energia disponível foi utilizada no fluxo de calor latente de evaporação e que os componentes do balanço de energia apresentaram-se mais consistentes em níveis próximos ao dossel da cultura e em ambiente protegido, uma vez que o meio externo apresentou maior advecção de calor sensível devido à maior velocidade do vento (vento interno praticamente zero e externo com média de 2,05 m.s⁻¹), contribuindo para o aumento da energia disponível, com os valores de LE sendo 8,2% maior do que o saldo de radiação. Totalizando todos os fluxos de entrada

e saída de energia dos meios, pode-se concluir que o balanço foi praticamente nulo nos dois ambientes.

Os dois ambientes (dentro e fora da casa de vegetação) mostram variação da Razão de Bowen calculada, observando-se no meio interno maior número de valores entre o intervalo de $\beta \geq -0,2$ e $\beta \leq +0,2$ ao passo que em meio externo houve maior variação dos valores da Razão de Bowen, justamente em função da maior velocidade de inversão dos gradientes de temperatura por causa do maior turbilhonamento da atmosfera, resultado de velocidades do vento superiores neste ambiente. Observaram, ainda, valores elevados da Razão de Bowen nos horários próximos ao nascer e ao pôr-do-sol em ambos os ambientes.

PEREIRA *et al.* (2002), em trabalho realizado na Reserva Florestal de Caxiuanã, analisaram a variação sazonal dos valores médios diários de R_n , fluxos de H e LE, considerando-se os períodos de abril a dezembro de 1999 e janeiro a dezembro de 2000, com exceção do mês de junho, por falta de dados. Os dados foram obtidos de uma torre metálica de 54 m de altura. Concluíram que os componentes do balanço de radiação e de energia apresentaram uma variação sazonal bem caracterizada, com magnitudes bem distintas entre as estações menos chuvosa e chuvosa. As maiores amplitudes horárias foram observadas durante a estação menos chuvosa. A Razão de Bowen, em valores médios horários das 9 h às 15 h, apresentou pouca oscilação, demonstrando que a maior parcela da energia foi utilizada na forma de calor latente, expressando seu predomínio em relação ao calor sensível.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. DESCRIÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

3.1.1. Localização da Área de Floresta de Transição

A floresta de transição, denominada cerradão (PRIANTE FILHO *et al.*, 2004), está localizada em uma área a aproximadamente 50 km NE de Sinop, Mato Grosso, Brasil (Figura 2) sob as coordenadas $11^{\circ}24.75'S$ e $55^{\circ}19.50'W$. Nesta área foi instalada uma torre metálica de 40 metros de altura, para monitoramento micrometeorológico. A coleta de dados ocorreu durante os períodos de janeiro a dezembro de 2003 e janeiro a agosto de 2004

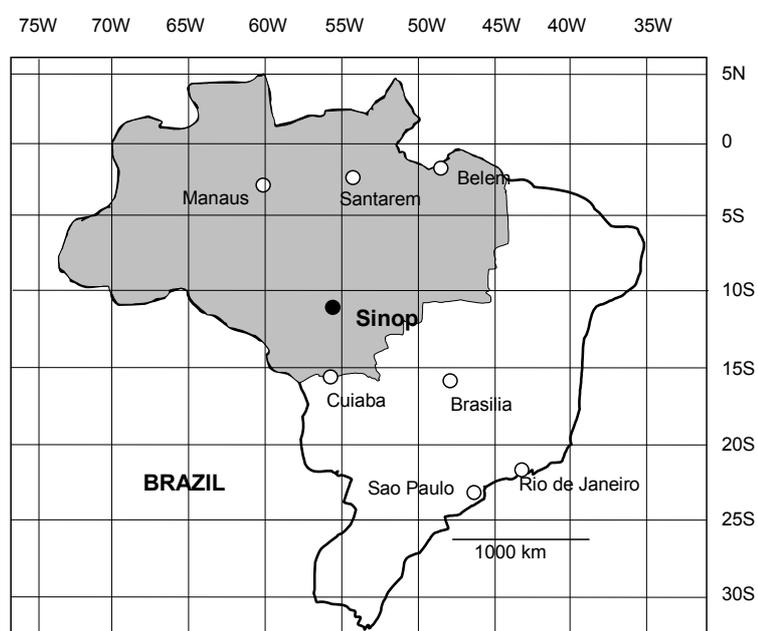


Figura 2 Localização da área em estudo. **Fonte:** VOURLITIS *et al.* (2001).

FERREIRA FILHO (2004) caracteriza a área como sendo vegetada por floresta intacta com árvores de 28 de metros altura, em terreno plano,

aproximadamente a 400 m do nível do mar. Trata-se de área de transição entre floresta tropical úmida e o cerrado - a savana brasileira - (EITEN, 1972).

A vegetação consiste de algumas árvores características da floresta de transição em Mato Grosso, assim como *Qualea sp.*, *Vochysia sp.*, *Ocotea sp.*, e *Mezilaurus itauba*, (VOURLITIS *et al.*, 2001).

A temperatura média anual em Sinop é de 24 °C com pequena variação nas estações, com precipitação média anual de 2000 mm com quatro meses de estação seca entre os meses de Junho a Setembro (VOURLITIS *et al.*, 2002; FERREIRA FILHO, 2004). Aproximadamente a metade da precipitação anual ocorre entre os meses de dezembro a fevereiro, enquanto que, historicamente, apenas 1% das chuvas acontece entre os meses de junho a agosto.

O solo nas proximidades da torre em Sinop foi caracterizado como Neossolo Quartzarênico Órtico típico A moderado álico. É um solo de textura bastante arenosa com 84% areia, 4% silte, 12% argila na camada superior do solo (50cm). Este solo tem alta porosidade e capacidade de drenagem rápida da água das chuvas, que se dá entre quatro e sete dias (PRIANTE FILHO *et al.*, 2004).

3.1.2. Localização da Área de Floresta Tropical Úmida

A floresta tropical úmida (Floresta Amazônica) localiza-se no município de Alta Floresta, extremo norte do estado do Mato Grosso, e situa-se a 09°52'18"S e 56°05'41"W. A altitude está entre 250 e 450m, acima do nível do mar e o núcleo urbano está a 340 m. A região apresenta-se assentada em terrenos proterozóicos representados pelo Complexo Xingu (grupo Uatumã), constituído de rochas vulcânicas ácido-intermediárias (riolitos e andesito). Na parte central encontram-se rochas alcalinas Canamã (grupo Caiabís) e rochas sedimentares do Grupo Beneficente (arenitos, ardóseos e folhetos). Ao sul predominam as rochas do complexo Xingu, migmatitos, gnases e anfibólitos, que não apresentam, no campo litotípico, propriedades que possibilitem sua separação em subunidades (RADAMBRASIL, 1982).

O clima é do tipo AWI, segundo a classificação Köopen, tropical chuvoso, com estação seca definida. A temperatura varia entre 20 a 38 °C, com média anual de 26 °C. A precipitação pluviométrica encontra-se em torno de 2.400 mm/ano com umidade relativa anual de 70%. A vegetação característica da região é Ombrofila, Aberta Tropical, Densa Tropical, Savanas e áreas de tensão ecológica (encontro de dois ou mais tipos de vegetação). Quanto aos solos, predominam os argissolos vermelhos e amarelos distróficos. Ocorrem como sub-dominantes na maioria das manchas o luvisolo vermelho escuro, solos litólicos eutróficos, distróficos e álicos, espodosolos e, finalmente os gleissolos, eutróficos e álicos. No relevo, correspondem a uma antiga superfície de aplainamento que foi bastante dissecada, (JATENE, 1983).

A rede hidrográfica pertence à bacia Amazônica, por meio dos rios Juruena e Teles Pires que em sua confluência forma o rio Tapajó, afluente do rio Amazonas, (ROSA, 1996).

3.2. Coleta de dados Micrometeorológicos em Floresta de Transição e Floresta Tropical Úmida

Para coleta e armazenamento dos dados foram utilizados um Datalogger modelo CR – 10 (Campbell Scientific, Inc, Ogeden, UT, USA), um conjunto psicrométrico marca Vaisala HMP45C – 9 (Temperature and Relative Humidity Probe), um Fluxímetro de calor no solo, marca REBS, modelo HFT3-L a 5 cm de profundidade e sensores de saldo de radiação (Rn) (net radiômetro) REBS (Q*7.1) instalados a 40 m de altura.

Os psicrômetros foram instalados em dois níveis de altura, 36 e 41 metros em área de floresta de transição (localidade de Sinop) e 51 e 46 metros em relação ao solo na área de floresta tropical úmida (localidade de Alta Floresta).

As medidas quantitativas para o vapor d'água na atmosfera foram tomadas de 30 em 30 segundos e analisadas pelas médias de 30 em 30 minutos de cada dia Juliano. Estes dados possibilitaram o cálculo da Razão de Bowen por dia médio por estação e uma média diária de todos os dias do ano

A partir dos valores de saldo de radiação (equação 5), fluxo de calor no solo e das temperaturas do conjunto psicrométrico, obtem-se o cálculo da Razão de Bowen, uma vez que, de posse do valor da temperatura úmida média, procede-se ao cálculo da tangente à curva de saturação do vapor d'água (equação 8) e a pressão de saturação do vapor d'água (equação 6). Esses dados possibilitam a obtenção da Razão de Bowen.

A Razão de Bowen foi determinada usando-se uma simplificação da equação 10, (HAYASHI, 2001), assumindo-se que $\partial e = \partial e_u - \gamma(\partial T - \partial T_u)$ possam ser representadas pelas diferenças de temperatura seca (ΔT) e temperatura úmida (ΔT_u) entre os dois níveis de medida.

O particionamento do calor latente e calor sensível foi determinado pelo método de Bowen (equações 12 e 13, respectivamente), considerando-se os gradientes obtidos entre as alturas 1 e 2 (36 e 41 metros para a floresta de transição e 51 e 45 metros para a floresta tropical úmida). Desta forma, foi possível testar a consistência dos fluxos medidos, já que o método de Bowen deve fornecer valores de fluxos semelhantes, dentro da camada limite, independente das diferenças de altura entre os sensores, (HAYASHI *et al.*, 2002).

Os valores da Razão de Bowen estimados para as duas áreas estudadas foram comparados entre si e entre as duas florestas, a partir do teste H , de Kruskal-Wallis, ao nível de 95% de probabilidade. O teste H de Kruskal-Wallis é um teste não paramétrico utilizado quando ocorrem situações nas quais os testes paramétricos não se justificam ou quando surgem dúvidas quanto às suas aplicações, especialmente quando a população pode ser altamente assimétrica SPIEGEL (1993).

Os dados foram dispostos em gráficos gerados por planilha Excel Microsoft 2000 e a Razão de Bowen foi comparada, ao longo do ano, em intervalos de 30 minutos com o cálculo do dia médio, que é uma média constituída pelos valores de cada dado coletado em cada meia-hora do dia. Nesse cálculo entram os valores das médias de todos os dias do ano ou da estação na meia-hora considerada para as duas florestas.

Comparou-se, também, as variações em uma mesma floresta em função da sazonalidade e as variações de cada estação em floresta tropical úmida e floresta de transição.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A vegetação e o clima coexistem num equilíbrio dinâmico, que pode ser alterado por perturbações diversas em qualquer um dos dois componentes. Com o crescente desmatamento nos trópicos úmidos (LAWRENCE *et al.*, 1997, 2001), vários estudos vêm sendo conduzidos visando entender as interações existentes entre mudanças ocorridas tanto na distribuição dos diversos tipos de vegetação, como na sua estrutura e composição química, e o clima (SEMAZZI *et al.*, 2001; FOLEY *et al.*, 2002).

Dentre esses estudos pode-se citar experimentos de microescala em torres meteorológicas, perfis de umidade e de fluxos gasosos entre a superfície e a atmosfera (GASH & NOBRE 1997; SHUTTLEWORTH, 1991).

A coleta de dados micrometeorológicos em Floresta de Transição e Floresta Tropical Úmida apresentou os seguintes resultados:

A Tabela 1 apresenta os valores médios da Razão de Bowen em Floresta Tropical Úmida no ano de 2003.

Tabela 1 – Valores da Razão de Bowen em Floresta Tropical Úmida - 2003

Hora local	Razão de Bowen
00:00	0,22
09:00	0,38
20:00	0,20
23:30	0,21
Média diária	0,19

A figura 3 mostra as médias obtidas ao longo do ano de 2003 em Floresta Tropical Úmida. Essas médias foram calculadas em intervalos de 30 minutos entre si, e não apresentaram valores negativos.

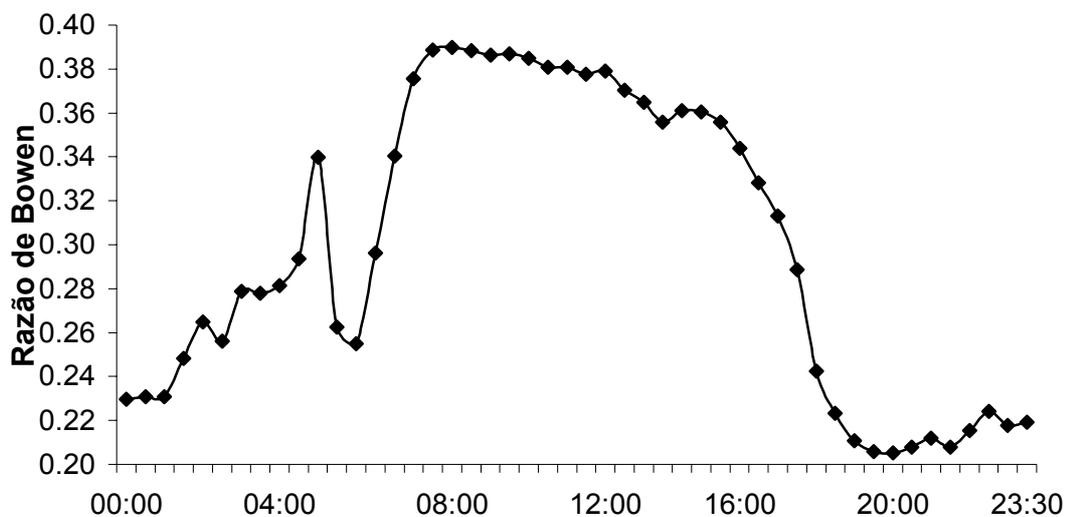


Figura 3- Médias em Floresta Tropical Úmida - 2003 - Hora local

A Tabela 2 apresenta os valores médios da Razão de Bowen em Floresta de Transição no ano de 2003.

Tabela 2 – Valores da Razão de Bowen em Floresta de Transição - 2003

Hora local	Razão de Bowen
00:00	0,54
09:00	0,88
16:30	-0,35
23:30	0,13
Média diária	0,13

A figura 4 mostra as médias da Razão de Bowen obtidas ao longo do ano de 2003 em Floresta de Transição. Essas médias foram calculadas em intervalos de 30 minutos entre si, sendo que as médias que correspondem ao intervalo das 16 h e 30 minutos apresentaram valor negativo.

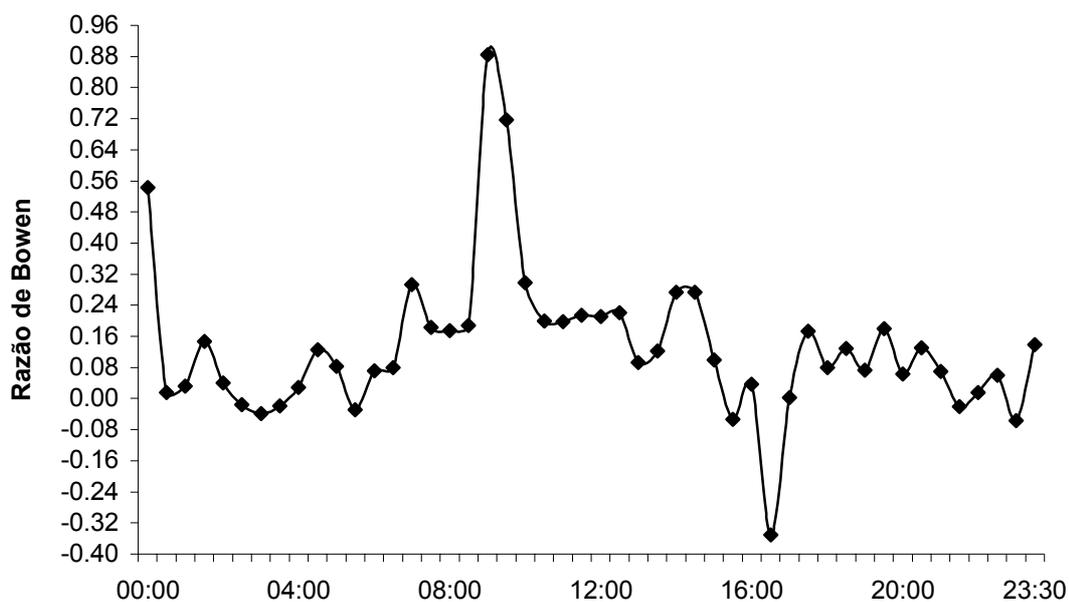


Figura 4 - Médias em Floresta de Transição - 2003 - Hora Local

A Tabela 3 apresenta os valores médios da Razão de Bowen em Floresta Tropical Úmida no ano de 2004.

Tabela 3 – Valores da Razão de Bowen em Floresta de Tropical Úmida – 2004*

Hora local	Razão de Bowen
00:00	0,26
09:00	0,39
19:30	0,22
23:30	0,26
Média diária	0,32

*1º ao 230º dia Juliano

A figura 5 apresenta as médias da Razão de Bowen para Floresta Tropical Úmida, no período correspondente do 1º ao 230º dia Juliano do ano de 2004.

No intervalo de tempo estudado, o menor valor da Razão de Bowen ocorreu às 20 h e o maior valor registrado ocorreu no mesmo horário do ano de 2003.

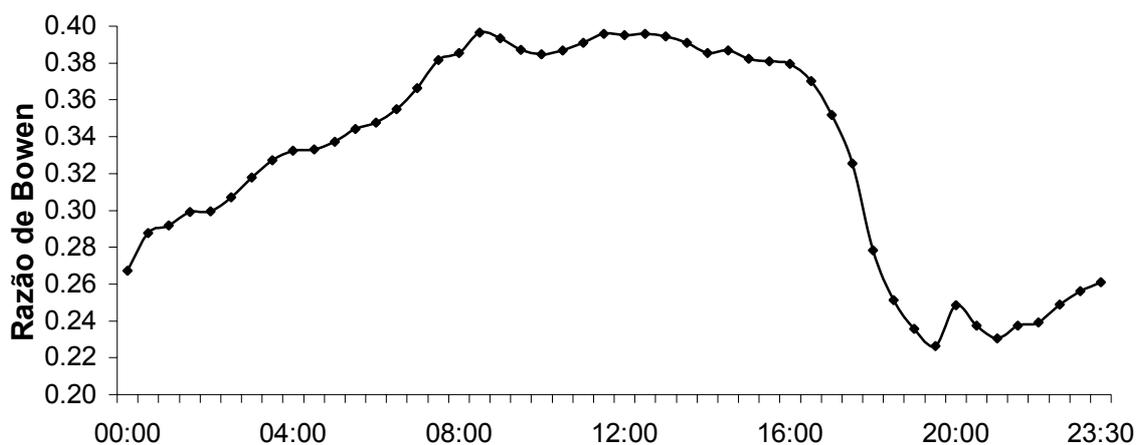


Figura 5 - Médias em Floresta Tropical Úmida - 2004 Hora local

A Tabela 4 apresenta os valores médios da Razão de Bowen em Floresta de Transição no ano de 2004.

Tabela 4 – Valores da Razão de Bowen em Floresta de Transição – 2004*

Hora local	Razão de Bowen
00:00	0,30
08:00	0,29
20:00	0,39
23:30	0,06
Média diária	0,20

*1° ao 230° dia Juliano

A figura 6 mostra as médias da Razão de Bowen para Floresta de Transição, com medidas tomadas no mesmo período da Floresta Tropical Úmida, no ano de 2004.

O maior valor da Razão de Bowen foi registrado às 20 h, o que não coincidiu com as medições do ano de 2003 para o mesmo horário e a mesma floresta. No entanto, o segundo maior valor, 0,29, ocorreu às 8 horas, período em que a Razão de Bowen apresentou os maiores valores para a área estudada.

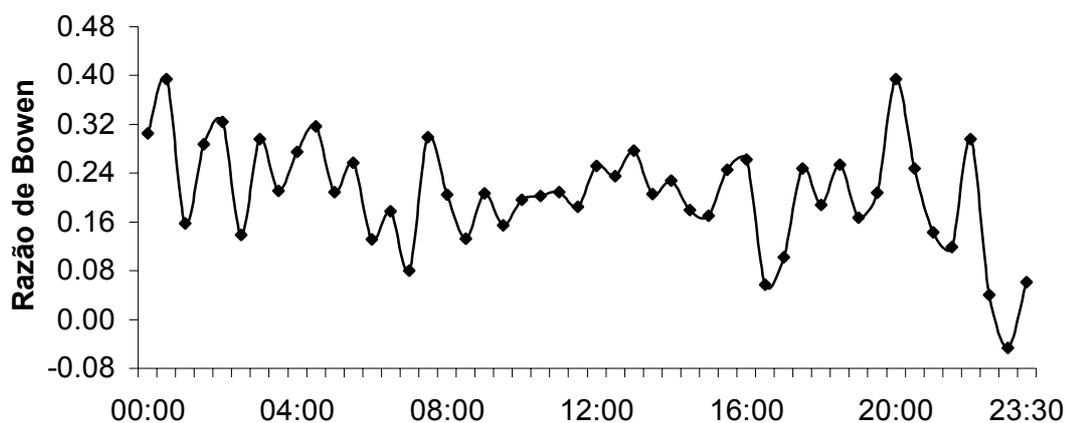


Figura 6 - Média em Floresta de Transição - 2004 - Hora local

DIAS *et al.* (2001), encontraram, para a floresta tropical úmida de Jarú (RO), média anual de 0.19 para a Razão de Bowen.

OLIVEIRA *et al.* (2002), calcularam a Razão de Bowen para floresta de transição, localizada em Sinop, no ano de 2000, entre 0,16 e 1. Concluíram, contudo, que o aspecto mais interessante desse estudo preliminar foi que esta razão, quando tomada mês a mês, apresenta variabilidade consideravelmente pequena, indicando que a partição de energia está fortemente acoplada a questões sazonais, tal como a presença de água no solo e no dossel da floresta.

Nas áreas estudadas, tanto para a floresta de transição quanto para a floresta tropical úmida, os valores da Razão de Bowen, nos anos de 2003 e 2004, estão dentro do intervalo de -0.5 a 1 , limite de confiança sugerido por PEREIRA (1997).

A pouca variação, ao longo do ano, para as duas florestas é explicada por AYOADE (2002), como característica das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, sendo que a superfície devolve para a atmosfera, no período noturno, a energia armazenada durante o período diurno, assim como devolve, no inverno, a energia armazenada no verão.

As médias obtidas nos dois anos, 2003 e 2004, para as duas florestas, foram comparadas estatisticamente através do teste de Kruskal – Wallis, e mostraram, ao nível de 95% de probabilidade, diferenças significativas entre si.

A Tabela 5 apresenta os valores médios da Razão de Bowen para as estações seca e úmida em Floresta Tropical Úmida no ano de 2003.

Tabela 5 – Valores da Razão de Bowen para a estação seca e úmida em Floresta Tropical Úmida – 2003.

Hora local	Estação Seca Razão de Bowen	Estação Úmida Razão de Bowen
00:00	-0,12	0,31
08:00	0,43	0,37
16:00	0,59	0,32
23:30	0,08	0,31
Média diária	0,26	0,33

A figura 7 apresenta as médias obtidas nas estações seca de 2003 (153° a 244° dia Juliano) e úmida (336° dia Juliano de 2003 ao 59° de 2004), para a Floresta Tropical Úmida.

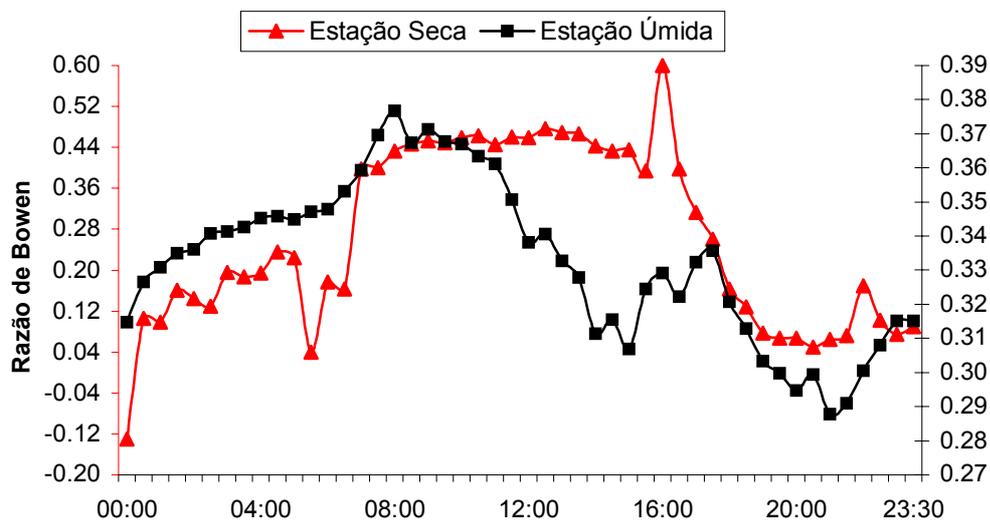


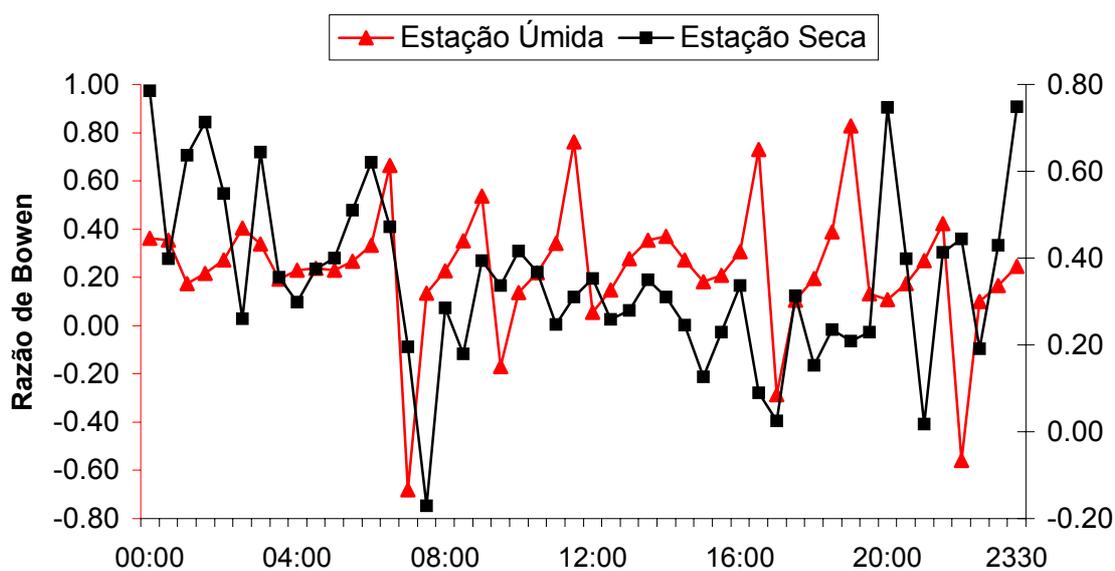
Figura 7 - Médias em Floresta Tropical Úmida - 2003 - Hora local

A Tabela 6 apresenta os valores médios da Razão de Bowen para as estações seca e úmida em Floresta de Transição no ano de 2003.

Tabela 6 – Valores da Razão de Bowen para as estações seca e úmida em Floresta de Transição - 2003

Hora local	Estação Seca Razão de Bowen	Estação Úmida Razão de Bowen
00:00	0,78	0,36
08:00	0,28	0,22
16:00	0,33	0,30
23:30	0,74	0,24
Média diária	0,34	0,23

Na figura 8 são apresentados os valores da Razão de Bowen das estações seca e úmida para a Floresta de Transição no ano de 2003.



A Tabela 7 apresenta os valores médios da Razão de Bowen para a estação seca em Floresta Tropical Úmida e Floresta de Transição no ano de 2004.

Tabela 7 – Valores da Razão de Bowen para a estação seca em Floresta Tropical Úmida e Floresta de Transição - 2004

Hora local	Floresta de Transição Razão de Bowen	Floresta Tropical Úmida Razão de Bowen
00:00	0,78	0,16
08:00	0,28	0,62
16:00	0,33	0,85
23:30	0,74	0,17
Média diária	0,34	0,38

Na figura 9 são apresentados os valores da Razão de Bowen para a estação seca em Floresta Tropical Úmida e Floresta de Transição no ano de 2004.

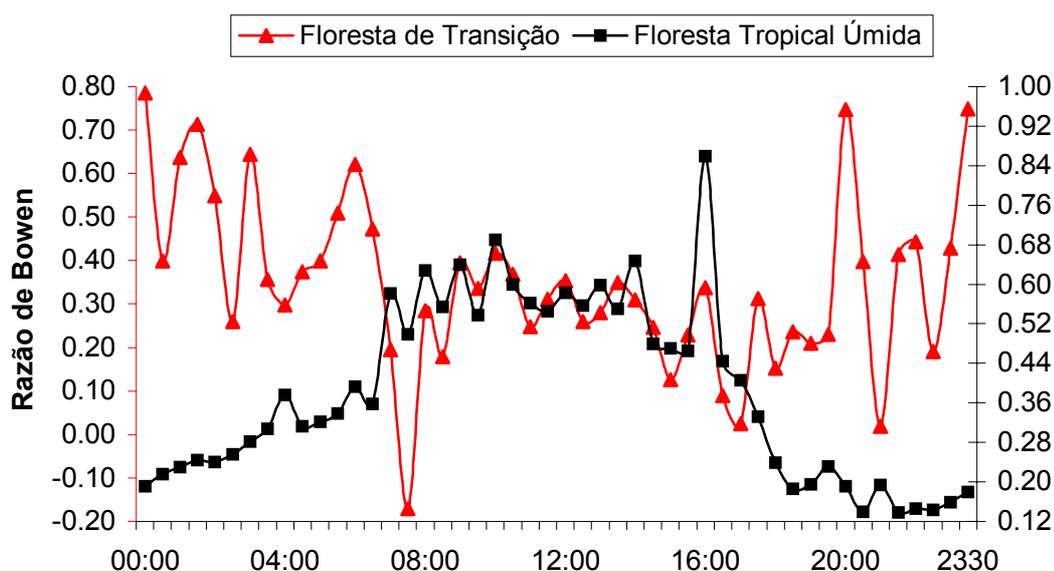


Figura 9 - Médias para Estação Seca 2004 - Hora local

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir das análises dos resultados obtidos, fez-se as seguintes considerações:

- Houve diferenças nos índices de evapotranspiração, segundo a Razão de Bowen, entre a floresta de transição, cerradão, e a floresta tropical úmida, no ano de 2003 e nos dias estudados de 2004.
- As médias da Razão de Bowen, obtidas na floresta de transição foram menores que as da floresta tropical úmida.
- O teste estatístico usado para comparar os dados de ambas as áreas demonstrou que estas diferenças são significativas ao nível de 95% de probabilidade.
- Com base na análise dos dados e com amparo dado pelo resultado do teste estatístico, pode-se afirmar que a floresta de transição, cerradão, utilizou-se de uma maior parte da radiação líquida no processo evaporatranspirativo nos anos de 2003 e no período estudado de 2004.
- Comparando a estação seca das duas florestas, no ano de 2003, observa-se que a floresta tropical úmida absorveu mais radiação na forma de calor latente, evapotranspirando mais que a floresta de transição.
- No período correspondente à estação úmida do ano de 2003, observou-se que a floresta de transição evapotranspirou em taxas maiores que a floresta tropical úmida.
- Os valores da Razão de Bowen apontam que, comparando o processo evaporatranspirativo em função da sazonalidade na mesma floresta, durante a estação seca de 2003 a floresta de transição apresentou valor maior para H que a estação úmida, isto é, a evapotranspiração foi menor.
- Na floresta tropical úmida, a evapotranspiração foi maior na estação seca, no ano de 2003.

- No ano de 2004 não houve diferença significativa nas taxas de evapotranspiração durante a estação seca entre as duas florestas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ASSIS, S.V.; ESCOBEDO, J.F. Radiações solar global e difusa em estufas com orientações norte-sul e leste-oeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996. Campos do Jordão. **Anais**. Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1996. v.1, p.536-40.

ARRUDA, J. C.; RAITER F.; HOEGER, W.; CAPISTRANO V. B.; BIUDES, M. S.; SULI G. S.; LOBO F. A.; NOGUEIRA J. de S.; SANCHES L.; PRIANTE FILHO, N.; VOURTITIS, G. L. **Comparação entre os fluxos de calor sensível e de calor latente em áreas de floresta tropical úmida e de floresta de transição, no sudoeste da Amazônia**. In: CONFERENCIA CIENTIFICA DO L B A, 3, 2004, Brasília. **Anais**. Brasília 2004.

AVISSAR, R.. A statistical-dynamical approach to parameterize subgrid-scale land-surface heterogeneity in climate models. *Surveys in Geophysics*, v. 12, p. 155-178. 1991.

AYOADE, J. O. **Introdução à Climatologia Para os Trópicos**. 8ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil Ltda. 2002, 332p.

BERLATO, M. A.; MOLION, L. C. B. Evaporação e evapotranspiração. Porto Alegre: IPAGRO, Boletim Técnico n. 7, 95p. Porto Alegre, 1981.

CELLIER P.; OLIOSO A. **A simple system for automated long-term Bowen ratio measurement**. Institut National de la Recherche Agronomique Station de Bioclimatologie, F78850 Thiverval-Grignon, France bInstitut National de la Recherche Agronomique Station de Bioclimatologie, BP 91, F84143 Montfavet, France (Received 10 August 1992; revision accepted 24 March 1993).

COELHO NETTO, A. L. **O Geocossistema da Floresta da Tijuca**. In: NATUREZA E SOCIEDADE NO RIO DE JANEIRO. Rio de Janeiro. **Coleção Biblioteca Carioca**, vol. 21. Rio de Janeiro – 1992.

CULF, A.D.; ESTEVES, J.L.; MARQUES FILHO, A. de O.; DA ROCHA, H. R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. **Amazonian deforestation and climate**. New York, N. Y. p. 175-192, 1996

CUNHA, G. R.; BERGAMASCH, H.; BERLATO, M. A.; MATZENAUER, R. 1996. **Balço de energia em culturas de milho**. Revista Brasileira de Agrometeorologia. v 4, nº 1, p. 14

DIAS, M. A. F. da S **Interação Biosfera e Atmosfera em Mesoescala na Amazônia**. In: Relatório n o 3 - Final - FAPESP Proc. N o 1997/09926-9, 2001 Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo, 2001.

DUNIN, F. X.; NULSEN, R. A.; BAXTER, I. NI.; GREENWOOD, E. A. N. Evaporation from a lupin crop: A comparison of methods. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 6, n. 4, p. 297-311, 1989.

EITEN, G. The Cerrado vegetation of Brazil. **The Botanical Review**, 38, 201-341, 1972.

FEARNSIDE, P. M.; LEAL, N.; FERNANDES, F. M. **Rainforest burning and teha global carbon budget: biomass, combustion efficiency and charcoal formation in the Brazilian Amazon**. Journal of Geophysical Research. 98 (D9): 16,733 –17,743. 1993.

FERNANDES, N. F. **Hidrologia Subsuperfial e Propriedades Físico – Mecânicas dos Complexos de Rampa, Bananal (SP)**. 1990. 120 f, Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geologia. UFRJ. 1990.

FERREIRA FILHO J. **Tempos De Amostragem Para Cálculos De Fluxos Em Sistemas De Covariância De Vórtices Turbulentos, Para Floresta De Transição Do Sudoeste Da Amazônia**. 2004. 53 f, Dissertação (Mestrado em Física e Meio

Ambiente) - Programa de Pós-graduação em Física e Meio Ambiente. Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2004.

FISCH, G. Climatic Aspects of the Amazonian Tropical Forest. **Acta Amazônica**, n.20, p. 39 - 48, 1990

FISCH, G., 1995. **Camada Limite Amazônica: Aspectos observacionais e de modelagem**. Tese (Doutorado) - INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 1995.

FISCH, G.; Lean, J.; WRIGHT, I.R.; NOBRE, C.A. **Simulações climáticas do efeito do desmatamento na região Amazônica; estudo de um caso em Rondônia**. Submetido à Revista Brasileira de Meteorologia, 1996c.

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

FOLEY, J.A.; BOTTA, A.; COE, M.T.; COSTA M.H. El Nino-Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazônia. **Global Biogeochemical Cycles**, v.16, n.4, 2002.

GALVANI, E. e ESCOBEDO, J. F. **Balanço de energia na cultura de pepineiro em ambiente natural e protegido**. Rev. Bras. Geof., July/Nov. 1999, vol.60, no.2, p.127-137. ISSN 0006-8705.

GALVAO, J. A. da C. **Estudo observacional do balanço de energia em áreas de florestas e pastagens**. Rev. Bras. Geof., July/Nov. 1999, vol.17, no.2-3, p.226-227. ISSN 0102-261X.

GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A. Climatic effects of Amazonian deforestation: Some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, 1997.

GENTRY, A. H. 1988. Changes in plant community diversity and floristic composition on environmental and geographical gradients. *Ann. Missouri. Bot. Gard.* 75(1): 1-34.

GRACE, J. Modelling energy flows and surface temperatures over forest and savanna,. In: Furley, P. A., J. Proctor, and J. A. Ratter (eds), **Nature and Dynamics of Forest-Savanna Boundaries**, Chapman and Hall, New York, NY, USA. p. 551-568, 1992.

GRACE, J., LLOYD, J., MCINTYRE, J.. **Carbon Dioxide Uptake by na Undisturbed Tropical Rain Forest in Southwest Amazonia, 1992 to 1993**, *Science*, v. 270, pp. 778-780. 1995b

GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. da. **Geomorfologia: Uma Atualização de Bases e Conceitos**. 4ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 2001, 472p.

HAYASHI, M. M. S. **Estudo sobre o balanço de energia em cultura de crotalária (*crotalária juncea* L.)**. 2001. 73p. Dissertação (Mestrado em Agricultura Tropical) Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2001.

HAYASHI, M. M. S.; CAMPELO JUNIOR, J. H.; PRIANTE FILHO, N.; NOGUEIRA, J. S.; VOURLITIS, G. L. 2002. **Balanço de energia da *Crotalaria juncea* (*crotalária juncea* L.) no período seco e no período úmido do ano, em condições de cerrado**. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v 10, nº 2, p. 197-205. ISSN 0104 – 1347.

HODNETT, M.G., OYAMA, M.D., TOMASELLA, J. & MARQUES FILHO, A.O. 1996. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In *Amazonian Deforestation and Climate* (J.C. Gash, C.A. Nobre, J.M. Roberts & R.L. Victoria). John Wiley & Sons Ltd., England, p.58-77.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical America. **Journal of Climate**. v.2, n.11, p. 1388 – 1403, 1989.

IVANUSKAS, N.M. & RODRIGUES, R.R. 2000. Florística e fitossociologia de um relicto de Floresta Estacional Decidual em Piracicaba (SP,BR). *Revista Brasileira de Botânica* 23(3):291-304.

IVANUSKAS, N. M. **Estudo da vegetação da área de contato entre formações vegetais em Gaúcha do Norte – MT**. 2002. 201 f, Tese (Doutorado em Biologia Vegetal) – Instituto de Biologia da Universidade Estadual de Campinas. São Paulo, 2002.

JATENE, H. da S. **Reabertura da Fronteira Agrícola sob Controle: A Colonização Particular Dirigida de Alta Floresta**. 1983. Dissertação (Mestrado em Sociologia) Setor de Humanas, UNICAMP. Campinas, 1983

JANUÁRIO, M. Evaporação Potencial de Florestas. **Acta Amazônica**. v.16, n.17 p. 277 –292, 1986.

LARCHER, W. **Ecofisiologia Vegetal**. São Carlos, SP: RiMa.2000, 531p.

LAWRANCE, W.F, LAURANCE, S.G, Ferreira, L.V. **Biomass collapse in Amazonian Forest Fragments**. *Science*, n. 278, p. 117-118, 1997.

LAWRANCE, W.F.; ALBERNAZ, A.K.M.; DA COSTA, C. Is deforestation accelerating in the Brazilian Amazon? **Environmental Conservation**, v.28, n.4, p. 305-311, 2001.

LEINZ, V.; AMARAL, S. E. do. **GEOLOGIA GERAL**, 11ª ed. São Paulo: Nacional, 1989 231p.

LEAN, J.; BUTTON, C.B.; NOBRE, C.A.; Rowtree, P.R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: **Amazonian deforestation and climate**. Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (eds.). John Wiley & Sons, Chichester, UK, 1996. 611 p;

LEMON, E. R.; GLASER, A. H.; SATTERWAITE, L. C. Some Aspects of Relationship of Soil, Plant and Meteorological Factors to Evapotranspiration. **Soil Science Society of American Proceedings**. v. 21, n. 5, p. 464-468. 1957

LEMON, E.H., ALLEN, L.H., MILLER, L. **Carbon dioxide exchange of a tropical rain Forest**. Bioscience, v. II, n. 20, pp. 1054-1059. 1970.

LIMA, W.P. 1979. **A água do solo e o crescimento da floresta**. Circular Técnica IPEF 59:1- 9.

MANZI, A.O. **Introduction d'un schéma des transferts sol-vegetation-atmosphère dans un modèle de circulation générale et application a la simulation de la deforestation Amazonienne**. 293 f, Tese (Doutorado), Universidade Paul Sabatier. Toulouse, França, 1993.

MARENGO, J. Nobre, C.A., CULF, A.D. **Climatic impacts of "Frigens" in forested and deforested areas of the Amazon Basin**. submetido ao Journal of Climate, 1996.

MARQUES FILHO, A. de O.; GÓES RIBEIRO, M. N.; FATTORI, A. P.; FISCH, G.; JANUÁRIO, M. Evaporação Potencial de Florestas. **Acta Amazônica**. v.16, n.17 p. 277 - 292, 1986.

MARQUES, J.; SALATI, E.; SANTOS, J. M. Cálculo da evapotranspiração real na Bacia Amazônica através do método aerológico. **Acta Amazônica**, v.10 n. 2, p.357 - 361, 1980.

MELO, J.M.D. **Desenvolvimento de um sistema para medir simultaneamente radiação global, difusa e direta**. 1993. 129 f. Tese (Doutorado em Energia na Agricultura) - Faculdade de Ciências Agrônomicas, Universidade Estadual Paulista. Botucatu, 1993.

MOURA, A. L.; MARTINS, D. Comparação da estimativa horária da evapotranspiração através de diferentes métodos. **Energia na Agricultura**, v.7, n.3, p.4-11, 1992

MORAN, E. F.; BRONDIZIO, E.; MAUSEL, P.; WU, Y. 1994. **Integrating Amazonian vegetation, land-use, and satellite data**. *BioScience*, v. 44: 329-338.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHULKA, J.. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal Climate**, v. 4, p. 957-988, 1991

NOBRE, C.A., GASH, J.H.C., ROBERTS, J.M *et al.* Conclusions from ABRACOS. In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M. *et al.* (eds), **Amazonian Deforestation and Climate**, 1 ed., chapter 32, Chichester, John Wiley & Sons. 1996.

OLIVEIRA, F. A. de; PAULO S. R. de; BIUDES, M. S. **Um Estudo Sobre Partição de Energia na Interface Atmosfera-Biosfera em Sinop - MT**. In: CONGRESSO DE ESTUDANTES DO LBA 1, 2001, Belém. **Resumos**. Belém – 2002.

OLIVEIRA, M. do C. F.; PEREIRA, M. G. ; SOUZA, P. F. S.; COSTA, J. de P. R.; COSTA, A. C. L.; COSTA, M.C. da. **Balço de radiação e energia da Floresta**

Nacional de Caxiuanã no período de 1999 – 2001 In: CONFERENCIA CIENTIFICA DO L B A, 2, 2003, Belém. **Resumos**. Belém 2003.

OMETTO, J. C. **Bioclimatologia Vegetal**. 1ª ed. São Paulo: Ed. Agronômica Ceres, 1981. 440p.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDYAMA, G. C. **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba. Agropecuária, 2002. 478p.

PEREIRA, M. das G. P. P.; MALHI, Y.; COSTA, A. C. L.; COSTA, J. M. N. **Balço de energia na floresta de Caxiuanã - PA, 1999-2000**. In: CONGRESSO DE ESTUDANTES BOLSISTAS DO L B A, 1, 2002 Belém. **Resumos**. Belém 2002.

PRIANTE FILHO, N.; VOURLITIS, G.L.; HAYASHI, M. M. S.; NOGUEIRA, J. S., CAMPELO JÚNIOR, J. H.; NUNES, P. C.; SOUZA, L. S.; COUTO, E.G.; HOEGER, W.; RAITER, F.; TRIENWEILER, J. L.; MIRANDA, E. J.; PRIANTE, P. C.; FRITZEN, C. L.; LACERDA, M.; PEREIRA, L.C.; BIUDES, M.S.; SULI, G. S.; SHIRAIWA, S.; PAULO, S.R.; SILVEIRA, M. Comparison of the mass and energy exchange of a pasture and a mature transitional tropical forest of the southern Amazon Basin during a seasonal transition. **Global Change Biology**, v. 10, p. 863-876, 2004.

PROJETO RADAMBRASIL, 1982b. Levantamento de Recursos Naturais, Folha Cuiabá (SD-21). BRASIL - Departamento Nacional de Produção Mineral, Rio de Janeiro.

RAVEN, P. H.; EVERT, R. F.; EICHHORN, S. E. **Biologia Vegetal**. 6ª ed. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan S.A. 2001, 906p.

RICKLEFS, R. E. **A Economia da Natureza**. 3ª ed. Rio de Janeiro: Guanabara Koogan S.A. 1996, 470 p. 1v.

ROSA, R. D. **A Constituição da Escola Como um Espaço de Formação do Colono Junto aos Projetos de Colonização do Norte Mato-grossense: Alta Floresta, 1976 a 1996.** 1999. Dissertação (Mestrado em Educação) – UFPR. Curitiba, 1999.

SALATI, E. & MARQUES, J. Climatology of the Amazon region. In **The Amazon - Limnology and landscape ecology of a mighty tropical river and its basin..** W. Junk Publishers. 1984, 763 p.

SANTOS, E. O. dos. **Contribuição ao estudo do fluxo de dióxido de carbono dentro da floresta Amazônica.** Tese (Mestrado em Ciências em Engenharia Mecânica) – Coordenação dos Programas de Pós-graduação em Engenharia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 1999.

SEMAZZI, F.H.M.; SONG, Y. A GCM study of climate change induced by deforestation in Africa. **Climate Research.** v.17, n.2, p.169-182, 2001.

SILVA, F. C. **Determinação da Evapotranspiração utilizando o balanço de energia e lisímetro de pesagem em Piracicaba.** 2000. 72 f, Tese (Doutorado em Agronomia) ESALQ, Campinas. São Paulo, 2000.

SILVA, L. D. B. da. **Evapotranspiração do capim Tanzânia (*Panicum maximum* Jacq) e grama batatais (*Paspalum notatum* Flugge) utilizando o método do balanço de energia e lisímetro de pesagem.** 2003. 93 f, Tese (Doutorado em Agronomia) – ESALQ, Campinas. São Paulo, 2003.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MARQUES FILHO, A. de O.; FISCH, G.; SILVA FILHO, V. de P.; RIBEIRO, M. de N. G.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. D. de A.; NOBRE, J. C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. 1984. **Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 110, 1163-1169.

SHUTTLEWORTH, W.J. Insight from large-scale observations studies of land atmosphere interactions. **Surveys in Geophysics**, v.12, n. 1-3, p. 3-30, 1991.

SKOLE, D. L.; TUCKER, C. J. Tropical deforestation and habitat fragmentation in the Amazon: Satellite data from 1978 to 1988. **Science** v.260, 9. 1905-1910, 1993.

SPIEGEL, M. Estatística. 3ªed. São Paulo: Makron Books, 1993. 621p.

TANNER, B. D.; LEMON, E. R. Radiant energy utilized in evapotranspiration. **Agronomy Journal**. v. 54, nº 3, p. 207-212, 1962.

TANNER, C. B. Energy balance approach to evapotranspiration from crops. **Soil Science Society of América. Proceedings**. v. 24, nº 1, p. 1-9. 1960.

TODD, R. W.; STEVEN, R.; TERRY, A **The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment**. Agricultural and Forest Meteorology 103 (2000) 335–348. USDA-ARS, Conservation and Production Research Laboratory, P.O. Drawer 10, Bushland, TX 79012, USA. Received 15 March 2000; received in revised form 15 March 2000; accepted 17 March 2000.

WALSH, R.P.D. **Climate In The Tropical Rain Forest** (P.W.Richards, coord). 2ed. Cambridge University Press, 1996. Cambridge, p.159-205.

VELOSO, H.P., RANGEL FILHO, A.L.R. & LIMA, J.C.A. 1991. Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal. Rio de Janeiro, IBGE.

VILLA NOVA, N. A. 1973. **Estudos sobre o balanço de energia em cultura de arroz**. 1973. 89 f. Tese (Livre Docência). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo. Piracicaba, 1973.

VILLA NOVA, N.A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa da evapotranspiração na Bacia Amazônica. **Acta Amazônica**. v.6, n.2, p. 215 - 228; 1976.

VOURLITIS, G. L., PRIANTE FILHO, N., HAYASHI, M.M.S. **Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical Forest of Mato Grosso, Brazil**. *Water Resources Research*, 38, 6, 2002.

VOURLITIS, G.L., PRIANTE FILHO, N., HAYASHI, M. M. S., NOGUEIRA, J.S., CASEIRO, F.T., CAMPELO, JÚNIOR, J.H. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature Amazonian tropical transitional forest (cerradão). **Functional Ecology** v. 15:p. 388-395. 2001.

VOURLITIS, G.L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M.M.S.; NOGUEIRA, J.S.; CASEIRO, F.T.; CAMPELO JÚNIOR, J. H. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical Forest of Mato Grosso, Brazil. **Water Resources Research**, v. 38, n. 6, p. 30-1 – 30-11, jun. 2002.