

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS

ESCOLA NORMAL SUPERIOR

LICENCIATURA EM MATEMÁTICA

Ian Maxime Cordeiro Barros da Silva

**MODELAGEM MATEMÁTICA DAS SÉRIES DE TEMPERATURA
E ESTUDO DAS TROCAS DE ENERGIA EM FLORESTA
INUNDÁVEL DA AMAZÔNIA**

MANAUS, 2019

IAN MAXIME CORDEIRO BARROS DA SILVA

**MODELAGEM MATEMÁTICA DAS SÉRIES DE TEMPERATURA
E ESTUDO DAS TROCAS DE ENERGIA EM FLORESTA
INUNDÁVEL DA AMAZÔNIA**

Trabalho de conclusão de curso para
obtenção do título de graduação em
Licenciatura em Matemática apresentado à
Universidade do Estado do Amazonas.

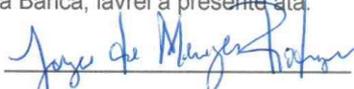
Orientador: Prof. Dr. Alessandro Augusto dos
Santos Michiles

MANAUS, 2019

ATA DE DEFESA DE TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Ata de Defesa do Trabalho de Conclusão de Curso em Licenciatura em Matemática da Escola Normal Superior-UEA de IAN MAXIME CORDEIRO BARROS DA SILVA

Aos 03 dias do mês de dezembro de 2019, às 19:00 horas, em sessão pública na Sala Auditório Anexo na Escola Normal Superior na presença da Banca Examinadora presidida pelo professor da disciplina de Trabalho de Conclusão do Curso Dr. Jorge de Menezes Rodrigues e composta pelos examinadores: **Dr. Alessandro Augusto dos Santos Michiles, Dr. Almir da Graça Cunha Neto e Me. Jean Antunes Custódio da Costa**, o aluno **IAN MAXIME CORDEIRO BARROS DA SILVA** apresentou o Trabalho: **“MODELAGEM MATEMÁTICA DAS SÉRIES DE TEMPERATURA E ESTUDO DAS TROCAS DE ENERGIA EM FLORESTA INUNDÁVEL DA AMAZÔNIA”** como requisito curricular indispensável para a integralização do Curso de Licenciatura em Matemática. A Banca Examinadora deliberou e decidiu pela APROVAÇÃO do referido trabalho, com o conceito 9,4 à monografia divulgando o resultado ao aluno e demais presentes e eu, na qualidade de Presidente da Banca, lavrei a presente ata.



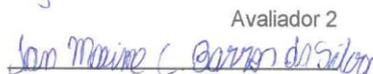
Presidente da Banca Examinadora



Orientador (a)



Avaliador 1



Avaliador 2

Aluno

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Edward e Helena, por terem me apoiado tanto financeiramente, quanto emocionalmente.

À minha madrasta, Maria, e aos meus irmãos Ana, Davi e Elias, por me incentivarem a ser uma pessoa melhor.

Aos professores Alessandro Michiles e Marcos Salvatierra, por terem tornado essa jornada mais agradável.

Aos profissionais Carol Felix, Luiz Henrique e Pedro Duarte, pelo tratamento psiquiátrico e psicológico.

Aos amigos Ademir, Alexandre, César, Cristiano, Daniel, Francisco, João Carlos e Ludwans, por estarem presentes nos meus melhores e piores momentos.

Aos meus pais de consideração, Evandro e Marta, por todas as viagens, festas, jantares e conversas.

Por fim, agradeço a todos que passaram e passarão na minha vida, pelos ensinamentos e experiências proporcionados.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1: Localização da RDSM (contorno vermelho) no Estado do Amazonas. Na imagem menor, à direita, a área focal da RDSM (contorno rosa).....p.23
- Figura 2.2: Datalogger instalado na árvore a 5,0 m de altura.....p.27
- Figura 2.3: Termopares utilizados para medir as temperaturas do tronco da árvore (a) e placa de fluxo utilizada para medir o fluxo de calor no solo (b).....p.29
- Figura 2.4: Esquema das trocas de energia no sistema solo-vegetação atmosfera que ocorrem num volume de controle, em períodos sem precipitação, durante o ciclo diurno.....p.31
- Figura 3.1: Perfil médio e regressão de um dia qualquer, da fase terrestre.p.45
- Figura 3.2: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a altura de 5,0 m, para a fase terrestre, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).....p.48
- Figura 3.3: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a altura de 5,0 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).....p.49
- Figura 3.4: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a profundidade radial média, na altura de 7,5 m, para a fase terrestre, apresentando os estudos de caso: maior R^2 (a, b), médio (c, d) e menor R^2 (e, f)....p.50
- Figura 3.5: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a profundidade radial média, na altura de 7,5 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f)....p.51
- Figura 3.6: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as umidades específicas numéricas e analíticas, na altura de 5,0 m,

- para a fase terrestre, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).....p.53
- Figura 3.7: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as umidades específicas numéricas e analíticas, na altura de 5,0 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).....p.54
- Figura 3.8: Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas de tronco no primeiro nível numéricas e analíticas, na altura de 1,0 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: maior R^2 (a, b), menor R^2 (c, d) e médio (e, f).....p.55
- Figura 3.9: Comportamentos diários e regressões dos métodos analítico e numérico, em um dia médio da fase terrestre, das TAE nos troncos (a, b), biomassa (c, d), ar (e, f) e total (g, h).....p.57
- Figura 3.10: Comportamentos diários e regressões dos métodos analítico e numérico, em um dia médio da fase inundada, das TAE (S) nos troncos (a, b), biomassa (c, d), ar (e, f), água (g, h) e total (i, j)...p.59
- Figura 3.11: Perfis médios diários dos calores sensível e latente, na fase terrestre (a) e fase inundada (b).....p.60
- Figura 3.12: Perfil médio diário do balanço de energia na fase terrestre (a) e inundada (b).....p.60

LISTA DE TABELAS

- Tabela 2.1: Lista de variáveis meteorológicas e suas unidades de medida, instrumentos e alturas em que foram realizadas as medições na estrutura da árvore no Sítio Mujuí.....p.28
- Tabela 2.2: Componentes da TAE na biomassa calculados, as temperaturas de referência utilizadas (T para o ar, T_{tr} para o tronco da árvore representativa), as alturas e as profundidades em que foram medidas.....p.40
- Tabela 2.3: Valores do calor específico (c_{cb}) e da massa fresca por unidade de área de solo (m_{cb}), para cada componente da biomassa da floresta do Sítio Mujuí.....p.43
- Tabela 3.1: Dias selecionados na fase terrestre e seus R^2p.46
- Tabela 3.2: Dias selecionados na fase inundada e seus R^2p.46
- Tabela 3.3: Porcentagem representativa de cada componente na fase terrestre.....p.61
- Tabela 3.4: Porcentagem representativa de cada componente na fase inundada.....p.61

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	15
1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	17
1.1 Florestas de Várzea	17
1.2 Fluxos de Energia em Superfície.....	18
1.2 Balanço de Energia em Área de Floresta.....	20
2 METODOLOGIA DA PESQUISA.....	23
2.1 Abordagem da Pesquisa	23
2.2 Sítio Experimental e Climatologia Local	23
2.3 Instrumentação e Medidas	26
2.4 Cálculo do Balanço de Energia em Superfície	29
2.5 Modelo Analítico de Temperatura.....	31
2.6 Modelo de Temperatura de Ar.....	32
2.7 Modelo de Temperatura de Tronco	32
2.8 Modelo de Temperatura da Água	32
2.9 Cálculo da Umidade Específica.....	33
2.10 Cálculo das Taxas de Armazenamento de Energia.....	34
2.10.1 Taxas de Armazenamento de Energia no Ar	35
2.10.2 Taxa de Armazenamento de Energia nos Troncos	37
2.10.3 Taxa de Armazenamento de Energia nos Outros Componentes da Biomassa.....	38
2.10.4 Taxa de Armazenamento de Energia na Água.....	40
2.11 Estimativa dos Fluxos de Calor Sensível e de Calor Latente	41
2.12 Cálculo do Balanço de Energia	42
2.13 Informações da Biomassa.....	43
3 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	45
3.1 Disponibilidade de Dados e Dias Seleccionados para Análise	45

3.2	Modelagem Matemática das Séries de Temperatura	47
3.2.1	Temperatura do Ar	47
3.2.2	Temperatura de Tronco.....	47
3.2.3	Umidade Específica	52
3.2.4	Temperatura de Água	52
3.3	Taxas de Armazenamento	56
3.4	Fluxos de Calor Sensível e Latente.....	59
3.5	Balanço de Energia	60
	CONSIDERAÇÕES FINAIS	63
	REFERÊNCIAS.....	65

INTRODUÇÃO

As séries de temperatura do ar, dos troncos, do solo e da água, medidas em áreas de florestas da Amazônia, servem não apenas para o monitoramento ambiental e os estudos climáticos dos diversos biomas existentes na região (essencialmente florestas de terra firme e inundáveis), mas também para a estimativa dos fluxos de calor por condução que ocorrem no ar, na biomassa, no solo e na coluna de água que eventualmente existir sobre o solo da floresta.

Por meio destes fluxos de calor, podem-se calcular os componentes da Taxa de Armazenamento de Energia (TAE), cujos valores podem ser significativos para as trocas de energia entre o sistema solo-água-plantas e a atmosfera, principalmente durante curtos períodos de tempo e especialmente para florestas altas, que são compostas por grandes volumes de ar e de biomassa.

Em geral, os componentes da TAE numa floresta de grande porte não são fáceis de calcular ou estimar, principalmente no caso dos troncos, pois são necessárias informações a respeito da distribuição das espécies e de sua biomassa, das propriedades térmicas de seus troncos, além de medidas de perfis de temperatura verticais (ar, água e troncos) e radiais (troncos). A maneira mais simples para estimar o Fluxo de Calor nos Troncos (FCT), quando não se dispõem de medidas de temperatura nestes, é usar diretamente a temperatura do ar como uma aproximação para a temperatura de tronco.

Entretanto, este método superestima o FCT, principalmente quando se trabalha com espécies que apresentam troncos grossos. Dessa forma, uma estimativa mais precisa do FCT deve levar em consideração a difusão radial de calor nos troncos. Para florestas da Amazônia, realizaram-se poucos trabalhos com este objetivo como, por exemplo, o de Moore e Fisch (1986), que calcularam a TAE para uma área de floresta de terra firme e obtiveram valores típicos entre 30 e 40 $W m^{-2}$, mas que, durante o período diurno, frequentemente excediam 50 $W m^{-2}$.

Para outra floresta de terra firme, Michiles e Gielow (2008) verificaram que, em média, 40% da TAE são explicados pelos troncos, 35% são devidos ao

ar e os 25% restantes são divididos entre os outros componentes da biomassa. Adicionalmente, observaram valores da TAE entre -40 e 5% do saldo de radiação, dependendo das condições do tempo ao longo do dia. Visto que a TAE pode aparecer como um termo importante para as interações solo-água-plantas-atmosfera e que nem sempre se dispõe de um conjunto completo de dados, fazem-se necessárias metodologias baseadas em modelagem matemática, que utilizem dados de medições pontuais de temperatura na floresta de interesse e informações de biomassa e de propriedades térmicas disponibilizadas na literatura (como, por exemplo, em Marshall, 1958; Skarr, 1972; Fearnside, 1997; Higuchi et al., 1998; Cummings et al., 2002; Nogueira et al., 2008, etc.).

O principal objetivo deste trabalho de conclusão de curso foi aplicar e testar o modelo harmônico simples para as séries de temperatura do ar, dos troncos e da água, obtidas por meio de medidas realizadas no interior de uma floresta de várzea da Amazônia, calcular os fluxos de calor por condução na floresta via modelos matemáticos simples e comparar seus resultados com os obtidos pelo cálculo numérico, que integra todas as medidas.

Os objetivos específicos foram:

- a) Calcular as taxas de armazenamento de energia nos diferentes componentes da floresta, a partir de séries de temperatura do ar, de tronco e da água, modeladas via modelo harmônico simples;
- b) Determinar as taxas de armazenamento de energia nos diferentes componentes da floresta via cálculo numérico, utilizando medidas de temperatura do ar e de tronco coletadas na RDSM;
- c) Analisar as relações e comparar os resultados alcançados pelo modelo matemático proposto com as medições diretas e os resultados obtidos via método numérico;
- d) Calcular os fluxos de calores sensível e latente pelo método da Razão de Bowen;
- e) Analisar a partição de energia na floresta.

1 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.1 Florestas de Várzea

As florestas de várzea da Amazônia central são sazonalmente inundadas por rios de água branca e rica em nutrientes, o que ocorre ao longo do rio Amazonas e seus principais afluentes: Solimões, Madeira e Japurá (WITTMANN et al., 2002; WITTMANN et al., 2004). Tais inundações periódicas alcançam uma amplitude média de 10 metros com duração de até 230 dias por ano, compreendendo alterações do nível da água que pode chegar a 10 centímetros por dia (WITTMANN e JUNK, 2003; PAROLIN et al., 2004).

A população de árvores adultas, com Diâmetro na Altura do Peito (DAP) maiores que 10 cm, em florestas de várzea amazônica, é caracterizada por uma espécie de zoneamento definido ao longo do gradiente de nível de inundação (JUNK, 1989; AYRES, 1995; WITTMANN et al., 2002). De acordo com Wittmann et al. (2003), tal zoneamento é evidente através da forma e quantidade de estratégias de adaptação das árvores durante as inundações prolongadas. Eles demonstraram que a riqueza de distribuição, estrutura e espécies de comunidades de plantas jovens em florestas de várzea está fortemente ligada ao gradiente do nível de inundação. Segundo eles, as inundações parecem ser mais limitantes, o que influencia a distribuição das espécies de mudas. No entanto, esclarecem que a composição das espécies também depende da estrutura da floresta no dossel e da quantidade de radiação durante o desenvolvimento da planta.

Ayres (1995) também correlacionou os diferentes tipos de floresta com o nível de inundação anual em florestas de várzea da Amazônia central. Ele descreveu o “chavascal”, como uma comunidade influenciada pela inundação com altura do nível da água de 5 a 7 m e com duração de 6 a 8 meses por ano. A “restinga baixa” foi descrita por Ayres como uma comunidade que sofre inundações entre 2,5 e 5 m (4 a 6 meses), e a “restinga alta” com uma média de 1 a 2,5 m (2 a 4 meses). Wittmann et al. (2002), classificou como florestas de “várzea baixa” aquelas que ocorrem em locais onde a altura média anual da coluna de água é maior que 3 m e permanecem inundadas por mais que 50 dias por ano.

1.2 Fluxos de Energia em Superfície

O fluxo de uma grandeza é a quantidade desta transferida por unidade de tempo por meio de uma superfície normal à direção de propagação da grandeza, enquanto a densidade de fluxo é o fluxo dessa grandeza por unidade de área (POHLMANN,2004). Quando somente as densidades de fluxos verticais de energia são levadas em consideração, e a superfície é relativamente suave, horizontal, homogênea, extensiva e opaca para radiação, Arya (2001) classifica-os em quatro tipos, de maneira simplificada como: fluxos de calor sensível e de calor latente, saldo de radiação e fluxo de calor no submeio (solo ou água).

O processo de troca de calor sensível é determinado pelo estado da camada limite da atmosfera e pelas propriedades da superfície (ALVALÁ, 1993). De acordo com Arya (2001), o fluxo de calor sensível na superfície ou acima dela surge como resultado da diferença de temperatura entre a superfície e o ar próximo a ela. Na interface entre a superfície e a camada de ar, o primeiro modo de transferência de calor no ar é condução. No entanto, nas camadas mais distantes da interface ar-superfície, o modo de troca de calor torna-se convecção, envolvendo movimentos de ar. Durante o dia, o fluxo de calor sensível é direcionado para fora da superfície, quando a superfície está mais quente que o ar, e vice-versa durante períodos da noite.

O mecanismo de transferência de calor por condução se caracteriza pela transferência de energia térmica em um meio material sólido ou fluido, causada pela existência de um gradiente de temperatura, afirma Pohlmann (2004). Deve-se imediatamente visualizar conceitos das atividades atômicas e moleculares, pois são processos nesses níveis que mantêm este modo de transferência de calor. Incropera et al. (2007) definem que a condução pode ser vista como a transferência de energia das partículas mais energéticas para as menos energéticas de uma substância devido às interações entre partículas. Já a advecção, segundo Pohlmann (2004), se caracteriza pela transferência de calor causada pelo deslocamento de massa fluida. Num fluido em movimento, no qual existe uma distribuição não uniforme de temperatura, o calor é transferido pelo transporte de massa fluida e, também, por condução devido aos gradientes de temperatura.

O fluxo de calor latente é o resultado da evaporação, evapotranspiração ou condensação na superfície e é obtido pelo produto entre o calor latente de evaporação ou condensação e a taxa de evaporação ou condensação (ARYA, 2001). A evaporação acontece sempre que o ar livre está mais seco, ou seja, quando a umidade relativa do ar está mais baixa que o ar na camada próxima à superfície, podendo ocorrer geralmente durante o dia, tanto a partir de superfícies líquidas como a partir de superfícies de solo úmido e vegetais (folhas, por exemplo). Por outro lado, a condensação decorre de áreas relativamente mais frias durante a noite, sob a forma de orvalho. Alvalá (1993) define que a transferência de calor latente ocorre quando há uma diferença na concentração de vapor de água entre a superfície vegetada e o ar livre.

A radiação é o processo mais importante de propagação de calor, pois por intermédio dela o calor do Sol chega até a Terra. Durante o dia, quando exposta à radiação solar, a superfície aquece, enquanto esfria em períodos noturnos, especialmente sob o céu claro e condições meteorológicas não perturbadas. Segundo Michiles (2009), a radiação solar pode ser refletida, absorvida ou transmitida. À radiação que chega à superfície dá-se um sinal positivo, em circunstância desta adicionar energia, e à radiação que deixa a superfície atribui-se um sinal negativo, por esta retirar energia. Quando se somam todas as radiações que chegam e que deixam a superfície, o resultado é a radiação absorvida, chamada de saldo de radiação. O saldo de radiação é a principal forçante meteorológica, provocando o aquecimento e o resfriamento do ambiente florestal e, fisicamente, representa a densidade de fluxo superficial de energia radiante disponível para a partição em outras formas de energia, que guiam os processos que ocorrem em superfície (FINNIGAN ET AL., 2001; HARTMANN, 1995). A radiação térmica é emitida pela matéria que se encontra a uma temperatura diferente de zero. Ainda que imaginamos a radiação a partir de superfícies sólidas, a emissão também ocorre a partir de gases e líquidos (INCROPERA ET AL, 2007), ou seja, a radiação independe da forma da matéria, e pode ser atribuída a mudanças nas configurações eletrônicas dos átomos ou moléculas que constituem a matéria.

Quando a radiação solar alcança a superfície do solo ou a temperatura do ar das cercanias está mais alta que desta superfície, esta aquece e, se estiver

mais quente que as camadas inferiores, há condução vertical de calor para o subsolo (FINNIGAN ET AL., 2001). Portanto, a transferência de calor no solo decorre principalmente devido à condução se a região é constituída por terra, rocha ou concreto. Entretanto, quando se trata de água, Arya (2001) esclarece que o calor é transferido da mesma maneira como é transferido pelo ar, ou seja, primeiro por condução na camada próxima à superfície e depois por convecção nas porções mais profundas, a partir de movimentos da água.

1.3 Balanço de Energia em Área de Floresta

Estudos do Balanço de Energia em uma Superfície (BES) e de seus componentes em florestas da Amazônia têm sido apresentados por diversos autores desde a década de 1980, iniciando com Shuttleworth et al. (1984). Em seu trabalho, empregando pela primeira vez o Método de Covariância dos Vórtices Turbulentos (MCVT) em florestas da Amazônia, obtiveram um fechamento do BES relativamente satisfatório, com valores por volta de 90% para os oito dias de dados apresentados. Contudo, muito provavelmente, este aparente bom resultado pode ser explicado por limitações instrumentais. Uma revisão mais completa sobre os experimentos realizados na Amazônia, pode ser encontrada em Fisch et al. (1998). Os principais resultados do mais amplo destes experimentos, o “Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study” (ABRACOS), são apresentados em Gash et al. (1996).

Em geral, nas florestas tropicais úmidas, o fluxo de calor latente, LE , composto pela evaporação da superfície e a transpiração das plantas, é o componente (não-radiativo) dominante que está, aproximadamente, em balanço com o saldo de radiação, R_n , enquanto o fluxo de calor sensível, H , e o fluxo de calor no solo, G , são de menor magnitude. O fluxo de dióxido de carbono (juntamente com o armazenamento bioquímico), μB , apresenta valores relativamente baixos, tipicamente da ordem de 0,5 a 5 % de R_n (ARAÚJO et al., 2002; MALHI et al., 2002; OKE, 1987). A TAE, S , para florestas de grande porte, com árvores altas e sua biomassa associada, situação na qual várias florestas da Amazônia se enquadram, pode aparecer como um termo significativo, principalmente sobre curtos períodos de tempo, de poucas horas a um dia, comumente usados em micrometeorologia. O tamanho, a complexidade e a

densidade destas florestas são tais, que a TAE pode ser um componente particularmente importante, porém difícil de ser calculado (ARYA, 2001; MOLION, 1987).

Os componentes do BES em regiões de floresta com a presença de camadas de água apresentam comportamentos distintos daqueles em florestas de terra firme, em diversos aspectos. Primeiro, o saldo de radiação torna-se maior devido à redução do albedo e ao aumento na absorção de radiação de ondas curtas. Segundo as magnitudes da evapotranspiração e dos termos que compõem o armazenamento de energia devem aumentar, enquanto o fluxo de calor sensível desempenha um papel menos importante que em florestas de terra firme. Além disso, as variações horárias de H e LE devem ser menores em florestas inundadas, já que a presença de camadas de água, que possui grande capacidade térmica, ajuda a regular o microclima da floresta, impedindo que ocorram grandes alterações nos valores de temperatura e umidade específica do ar (GIELOW e MICHILES, 2006).

2 METODOLOGIA DA PESQUISA

2.1 Abordagem da Pesquisa

A fonte de investigação deste estudo é de natureza quantitativa, tendo em vista que a realidade pode ser entendida por intermédio da análise de dados numéricos, obtidos com o auxílio de instrumentos padronizados, e então descrita por meio da linguagem matemática, tomando os resultados de maneira a constituir um retrato real de todo objeto da pesquisa.

2.2 Sítio Experimental e Climatologia Local

O sítio de floresta inundável selecionado para o presente estudo encontra-se na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (Figura 2.1), a primeira unidade de conservação na categoria de reserva sustentável e primeira existente no ecossistema de várzea. Sua criação é resultado da solicitação, encaminhada em 1985, pelo biólogo Dr. José Márcio Ayres à Secretaria Especial de Meio Ambiente (QUEIROZ, 2005). Esta reserva é a maior unidade de conservação brasileira formada por florestas alagadas e a primeira a tentar conciliar a conservação da biodiversidade com o desenvolvimento sustentável das populações humanas residentes (SOCIEDADE CIVIL MAMIRAUÁ, 1996).

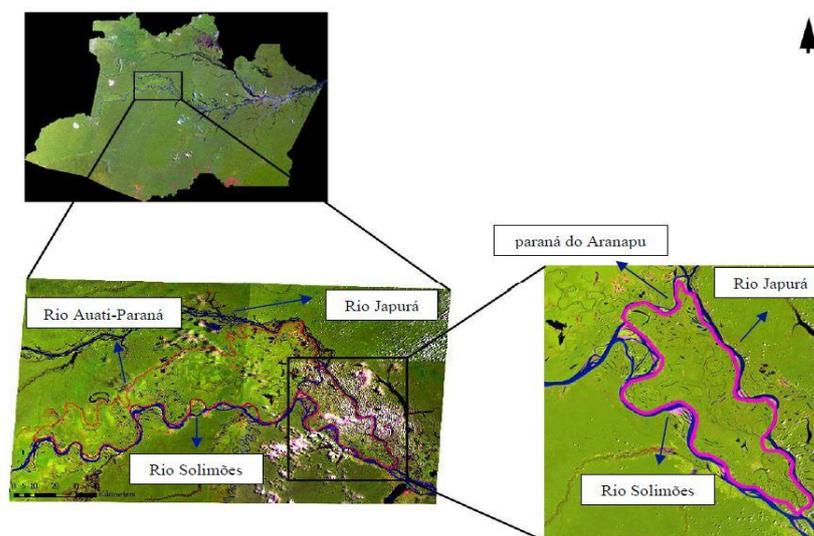


Figura 2.1 - Localização da RDSM (contorno vermelho) no Estado do Amazonas.

Na imagem menor, à direita, a área focal da RDSM (contorno rosa)

FONTE: PEIXOTO, 2007.

A RDSM é dividida em duas áreas principais: área focal (cerca de 260.000 ha), onde se desenvolvem, desde 1991, atividades baseadas em pesquisas socioeconômicas e ecológicas e área subsidiária (cerca de 878.000 ha), manejada progressivamente. A área focal é, por sua vez, subdividida em zona de proteção permanente, zona de ecoturismo e zona destinada ao manejo sustentável de recursos naturais. Dentro da área focal, existem nove unidades ou setores de controle do uso dos recursos naturais denominados: Mamirauá, Jarauá, Tijuaca, Boa União do Médio Japurá, Aranapú, Barroso, Horizonte, Liberdade e Ingá (SOCIEDADE CIVIL MAMIRAUÁ, 1996).

Esta reserva está localizada na parte ocidental da Amazônia central (02°51' S e 64° 55' O), a cerca de 70 km do município de Tefé e 600 km a oeste da cidade de Manaus (Figura 2.1). Ela cobre uma área de 1.124.000 hectares de várzea entre os rios Japurá, Solimões e canal Auati-Paraná (SOCIEDADE CIVIL MAMIRAUÁ, 1996). Sua vizinha, a Reserva de Desenvolvimento Sustentável Amanã, liga a RDSM ao Parque Nacional do Jaú (SCHÖNGART et al., 2005). Estas três unidades juntas constituem um bloco de floresta tropical com cerca de 6.000.000 ha protegidos oficialmente. Formam o embrião do Corredor Central da Amazônia (MMA / PPG7) e da Reserva da Biosfera da Amazônia Central (MaB / Unesco) e compõem um Sítio Natural do Patrimônio Mundial (Unesco / IUCN) (QUEIROZ, 2005; AYRES, 1995).

A área geográfica da RDSM pode ser dividida em várzea alta (10 %) e várzea baixa (90 %). De acordo com a classificação de Worbes (1997) apud Wittmann et al. (2002), as áreas de várzea baixa podem ser classificadas em quatro estágios de desenvolvimento, ou seja, primário, secundário inicial, secundário final e de clímax. A área de várzea alta encontra-se no estágio de clímax, com árvores com idades que podem ultrapassar 400 anos. Embora as áreas de floresta de várzea alta e baixa, no estágio de clímax, sejam caracterizadas por vegetação densa, apresentam biomassa inferior à dos habitats não-inundáveis similares de terra firme (AYRES, 1995).

O clima da região, assim como o restante da Bacia Amazônia, é do tipo Tropical Úmido, cuja sazonalidade é totalmente dependente do regime hidrológico. As temperaturas médias mensais na RDSM variam pouco ao longo do ano, ficando num intervalo entre 25 e 28 °C. A precipitação média anual na

região, entre 1996 e 2000, foi de 3000 mm (INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL MAMIRAUÁ apud WITTMANN e JUNK, 2003).

Esta região não tem uma estação seca distinta, que é característica de muitas partes do sul da Amazônia. Existe, no entanto, uma variação considerável durante o ano todo. Na época chuvosa, de dezembro a março, a precipitação é três vezes maior que entre julho e outubro. Além disso, chuvas torrenciais, de mais de 50 mm, não são incomuns ao longo do ano nesta região (AYRES, 1995).

A temperatura varia mais ao longo do dia (cerca de 10 °C) que a média mensal ao longo do ano. A temperatura máxima de cada dia é observada entre as 12 e 14 h, quando a umidade relativa cai para 40-60 %. A temperatura mínima diária ocorre sempre entre 3 e 6 h (21,7 °C). Na madrugada, a umidade relativa atinge seu ponto mais alto, com 90 a 100 % (AYRES, 1995).

Em meados de junho e de julho, durante uns poucos dias, a temperatura cai para cerca de 18 °C, por ocasião do desprendimento de massas de ar das frentes frias provenientes da região da Antártica. Estes períodos ocorrem logo após o início da descida das águas e são chamados, na região amazônica, de “friagem” (AYRES, 1995).

As flutuações anuais do nível das águas dos rios Solimões e Japurá variam entre 6,6 e 10,1 m, com o pico da baixa em janeiro e o pico da alta em torno de julho. O período de águas altas ocorre de três a quatro meses depois do pico das chuvas, assim como a seca ocorre entre três e quatro meses após o pico das águas altas. A velocidade com que a água sobe ou desce varia bastante, e pode alcançar até 10 cm por dia. A subida das águas é normalmente mais lenta, e ocorre durante oito meses, a uma taxa média de 5 cm por dia. A descida é muito mais rápida e ocorre em um pouco mais de 100 dias, a uma taxa média de 8 cm por dia (AYRES, 1995; WITTMANN et al., 2002). Para o caso da área (1 ha) de várzea baixa (em estágio de clímax) selecionada para os estudos do presente trabalho, e que teve o seu levantamento florístico (classificação das espécies e medidas dos DAPs) realizado por Wittmann et al. (2004), o período de inundação é, em média, de 110 dias.

2.3 Instrumentação e Medidas

Os dados necessários para o cálculo dos fluxos turbulentos de calor, da TAE e da partição de energia (temperatura do ar, temperatura de tronco, umidade relativa do ar, saldo de radiação e fluxo de calor no solo) foram coletados através de uma estrutura de 20 m (02° 51' 33" S e 64° 55' 03" O) instalada em uma árvore na área de floresta de várzea baixa citada anteriormente, localizada no Sítio Mujuí, na Comunidade do São Raimundo do Jarauá (setor Jarauá), pertencente ao Município de Alvarães. Tais dados foram obtidos entre 25 de novembro de 2009 e 31 de agosto de 2010. A aquisição e armazenamento desses dados foram realizados através de um *datalogger* (Figura 2.2) instalado acima do nível máximo de inundação já registrado (cerca de 5,0 m), com medidas de minuto a minuto e médias calculadas e armazenadas a cada 10 minutos. A lista completa dos instrumentos utilizados na aquisição desses dados e as alturas em que se realizaram as medições é apresentada na Tabela 2.1.

Verificou-se que o saldo-radiômetro, por estar muito próximo da copa das árvores da floresta, em razão do nível em que foi instalado (20 m), subestimou os valores de radiação refletida de ondas curtas (R_{out}), dada a pequena área de representatividade captada pelo sensor e que inclui aberturas na copa. Dessa forma, uma vez que, durante o período diurno, os componentes do balanço de radiação de ondas longas praticamente se anulam, considerou-se que o equipamento realizou medidas de radiação incidente de ondas curtas (R_{in}) durante o dia. Adicionalmente, estimou-se R_n como sendo 87,5 % do valor medido pelo saldo-radiômetro, com 12,5 % representando R_{out} (MICHILES, 2009).

Os dados de precipitação pluviométrica foram coletados por um pluviômetro de báscula montado numa estação meteorológica instalada numa plataforma dentro da floresta, nas proximidades do cano do Lago Mimirauá (03° 02' 22"S e 64° 51' 41" O). Esses dados foram armazenados num *datalogger* a cada 60 minutos.

Já os dados de nível de água foram coletados utilizando-se réguas de alumínio de 5 metros em dois lances, e estas foram equipadas com réguas limimétricas do tipo *Water Mark Stream Gauges Style M*. A escala utilizada teve

a precisão mínima de 0,01 m. A leitura do nível da água foi realizada diariamente sempre no período da manhã considerando a variação do nível da água em centímetros em relação ao dia anterior. Todos os dados coletados foram corrigidos para metros acima do nível do mar. As coletas foram realizadas no cano do Lago Mamirauá (03° 06' 55" S e 64° 47' 50" O), próximo ao Flutuante Mamirauá (INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL MAMIRAUÁ, 2010).



Figura 2.2 - Datalogger instalado na árvore a 5,0 m de altura.

FONTES: MICHILES E GIELOW, 2009.

Para avaliação da TAE nos troncos, foi selecionada uma árvore representativa das espécies dominantes na floresta do sítio que, de acordo com o levantamento realizado por Wittmann *et al.* (2005), foi a popularmente conhecida como “seringa barriguda”, da espécie *Hevea benthamiana* e da família *Euphorbiaceae*. Assim, o seu tronco foi instrumentado na face norte com termopares em três níveis de altura, com duas ou três profundidades cada (Tabela 2.1).

Tabela 2.1 - Lista de variáveis meteorológicas e suas unidades de medida, instrumentos e alturas em que foram realizadas as medições na estrutura da árvore no Sítio Mujuí.

Variável Meteorológica	Instrumento	Altura (m)	Profundidade (cm)
Saldo de radiação (W/m^2)	Saldo-radiômetro	20	-
Temperatura do ar ($^{\circ}C$)	Termo-higrômetro	5,0; 12,0	-
Umidade Relativa do ar (%)	Termo-higrômetro	5,0; 12,0	-
		1,0;	11,0; 5,0; 2,0
Temperatura do tronco ($^{\circ}C$)	Termopares	7,5;	6,0; 2,0
		12,5	5,0; 1,5
Fluxo de calor no solo (W/m^2)	Placa de fluxo (Figura 2.3b)	-	-5,0

FONTE: SILVA, 2010

Os dados de temperatura da água também foram obtidos através dos termopares instalados junto à árvore selecionada.

A maior parte dos dados utilizados no presente trabalho de conclusão de curso (temperatura do ar, temperatura de tronco, umidade relativa do ar, saldo de radiação e fluxo de calor no solo) foram obtidos por Gielow e Michiles (2006), autores do projeto de pesquisa intitulado “Estimativas da taxa de armazenamento de energia e análise do seu papel no balanço de energia em regiões de florestas inundáveis na Amazônia central”, coordenado por Ralf Gielow, pesquisador titular do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Os demais dados necessários (precipitação e nível de água) foram disponibilizados pela equipe do Sistema de Monitoramento Integrado do Instituto de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL MAMIRAUÁ, 2010).

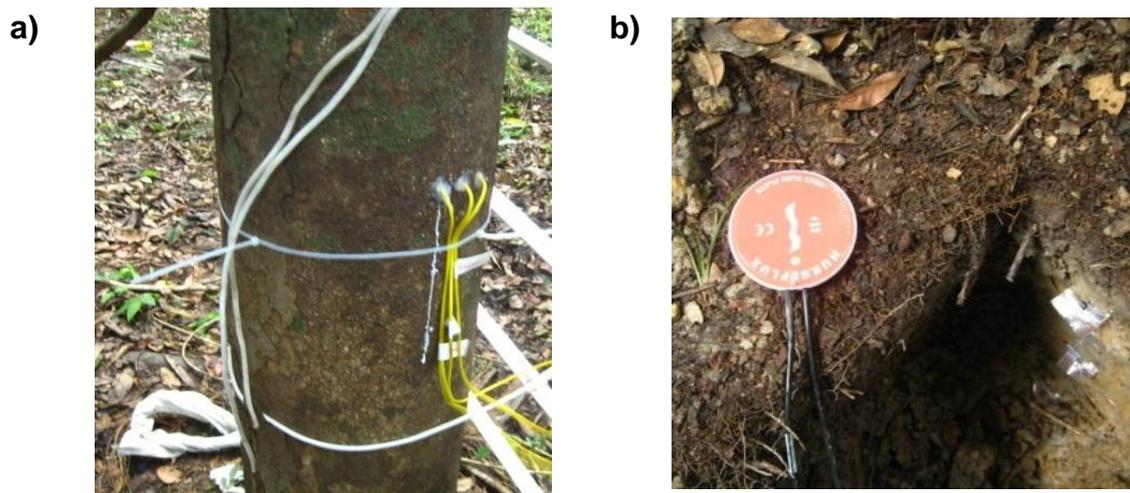


Figura 2.3 - Termopares utilizados para medir as temperaturas do tronco da árvore (a) e placa de fluxo utilizada para medir o fluxo de calor no solo (b).

FONTE: MICHILES E GIELOW, 2009

2.4 Cálculo do Balanço de Energia em Superfície

O balanço de energia em superfície constitui um dos alicerces mais fundamentais da micrometeorologia de florestas moderna, evidenciando a chegada, a saída e o armazenamento de energia no volume ocupado pela vegetação e suas circunvizinhanças (FINNIGAN ET AL., 2001). A equação que descreve o BES é baseada no princípio da conservação de energia, ou melhor, é tratada como uma formulação da primeira lei da termodinâmica. Esta lei básica da física é usualmente obtida concebendo um sistema (volume) em equilíbrio termodinâmico, isto é, um sistema que está inicialmente em repouso e, após trocar calor com suas vizinhanças e realizar ou sofrer trabalho mecânico, retorna ao estado de repouso, numa nova situação de equilíbrio (MICHILES, 2009). Para tal sistema, a primeira lei da termodinâmica estabelece que a variação de energia interna é igual à diferença entre o calor adicionado ao sistema e o trabalho realizado por ele (SEARS e SALINGER, 1975; HOLTON, 2004).

Diante disto, a equação do balanço pode ser escrita, para uma região de floresta, fazendo uso do conceito de volume de controle. Assim, como o volume precisa ser considerado constante, não há efetivação de trabalho mecânico, observando que os vários fluxos de calor devem ser integrados sobre a superfície do volume de controle (a direção do fluxo não é importante) e que o saldo da convergência e divergência dos fluxos em todas as direções determina

o armazenamento ou a liberação de energia por este volume (variação da energia interna do sistema termodinâmico) (MICHILES, 2009). Daí, assumindo que a vegetação é opaca à radiação de ondas longas (não há reflexão deste tipo de radiação) e que abaixo da interface solo-ar existe uma coluna que se estende até uma profundidade na qual os fluxos verticais de calor são desprezíveis, a equação do balanço de energia pode ser escrita como a seguir (ARYA, 2001; SELLERS, 1966; WILSON et al., 2002):

$$R_n = H + LE + \mu B + S + G + \bar{A}_x + \bar{A}_z + A'_x \quad (2.1)$$

na qual R_n é o saldo de radiação; H e LE são os fluxos turbulentos verticais (convectivos) de calores sensível e latente, este último em virtude da evapotranspiração, com L e E representando, respectivamente, o calor latente de vaporização da água e o fluxo turbulento de massa de vapor de água; μB é o fluxo turbulento vertical de dióxido de carbono (CO_2), com μ denotando a energia específica equivalente para fixação de CO_2 (BLANKEN et al., 1997; MONTENY et al., 1985); S é a TAE no volume de controle que encerra a vegetação; G é o fluxo, por condução, de calor no solo; \bar{A}_x e \bar{A}_z são, respectivamente, as advecções médias horizontal e vertical de energia no volume de controle; A'_x é a advecção horizontal dos fluxos turbulentos de calor e de massa no volume de controle. Todos os termos da Equação 2.1 são dados em W m^{-2} e, separadamente, L , E , μ e B , são dados, respectivamente, em J kg^{-1} , $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$, $\text{J } \mu\text{mol}^{-1}$ e $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (MICHILES, 2009).

Em geral, nos estudos de micrometeorologia de florestas, os termos advectivos da Equação 2.1 não são considerados, seja pela adoção de homogeneidade horizontal, por assumir que alguns termos são pouco representativos ou por dificuldades de medição. Dessa forma, para o cálculo do balanço de energia na região de floresta de várzea baixa escolhida para esse estudo, utilizou-se uma versão simplificada da Equação 2.1, excluindo-se os termos advectivos, pela adoção de homogeneidade horizontal, e o fluxo de CO_2 , por se tratar de um sítio de floresta em estágio de clímax, com uma biomassa total que pode ser considerada estável, indicando que a magnitude deste termo deve ser muito pequena em relação aos outros componentes do BES. Portanto, a equação do BES utilizada no trabalho foi:

$$R_n = H + LE + S + G \quad (2.2)$$

Uma ilustração esquemática das trocas de energia que ocorrem no sistema solo-vegetação-atmosfera, através de um volume de controle, é apresentada na Figura 2.4.

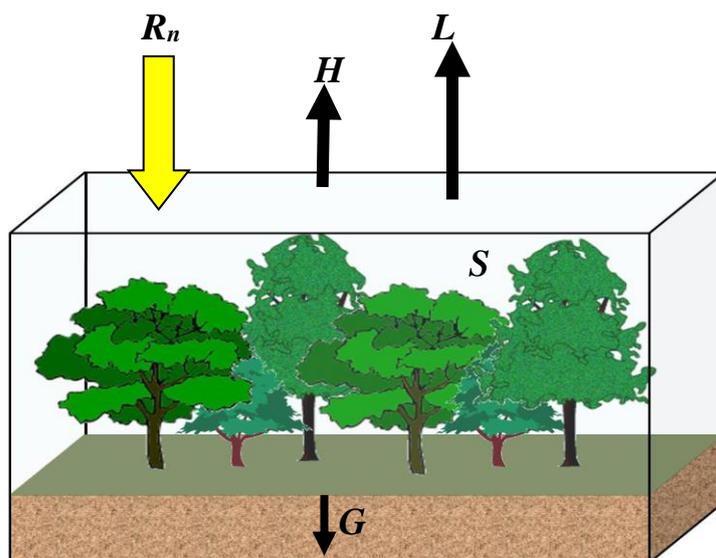


Figura 2.4 - Esquema das trocas de energia no sistema solo-vegetação-atmosfera que ocorrem num volume de controle, em períodos sem precipitação, durante o ciclo diurno.

FONTE: Adaptada de MICHILES, 2009.

2.5 Modelo Analítico de Temperatura

A modelagem matemática analítica foi baseada no modelo harmônico simples, ou seja:

$$T(t) = T_m + \Delta T \cos(\omega t + \varphi) \quad (2.3)$$

em que T_m é a temperatura média diária, ΔT é a amplitude térmica, ω é a frequência angular e φ é a constante de fase.

A taxa de variação de temperatura é dada por:

$$\frac{dT}{dt} = -\omega \Delta T \sin(\omega t + \varphi) \quad (2.4)$$

2.6 Modelo de Temperatura de Ar

Para o ar, as temperaturas foram medidas em duas alturas (5,0 e 12,0 m); portanto, a modelagem foi feita em ambos os níveis, para intervalos de 10 minutos. Dessa forma, tem-se:

$$T_{ar\ 5,12}(t) = T_m + \Delta T_{ar} \cos(\omega t + \varphi) \quad (2.5)$$

$$\frac{dT_{ar\ 5,12}}{dt} = -\omega \Delta T_{ar} \sin(\omega t + \varphi) \quad (2.6)$$

2.7 Modelo de Temperatura de Tronco

Para modelagem das séries de temperatura dos troncos, obtiveram-se, a partir de um dia médio para cada uma das fases, terrestre e inundada, perfis diários de T_{ar} (5,0 m e 12,0 m) médios. Devido à dificuldade na modelagem dos troncos, houve necessidade de uma temperatura de tronco média especial (T_{trm}), em cada nível. Sendo assim, T_{trm} é resultado da média logarítmica entre as duas profundidades radiais nos três níveis (1,0 m, 7,5 m e 12,5 m). Em seguida, foram extraídos os parâmetros ($\beta, \alpha, \Delta\varphi$) do dia médio para fins de correção:

$$\beta = \frac{T_{m\ tr}}{T_{m\ ar}}$$

$$\alpha = \frac{\Delta T_{tr}}{\Delta T_{ar}}$$

$$\Delta\varphi = \varphi_{ar} - \varphi_{tr}$$

Com esses fatores, as equações apresentam a seguinte forma:

$$T_{tr}(t) = \beta T_m + \alpha \Delta T_{ar} \cos(\omega t + \varphi_{ar} - \Delta\varphi) \quad (2.7)$$

$$\frac{dT_{tr}}{dt} = -\alpha \Delta T_{ar} \omega \sin(\omega t + \varphi_{ar} - \Delta\varphi) \quad (2.8)$$

Deve-se notar que os dois primeiros níveis de tronco relacionam-se, por proximidade de altura, com $T_{ar\ 5}$ e o terceiro nível com $T_{ar\ 12}$.

2.8 Modelo de Temperatura da Água

Para a modelagem da temperatura da água, é necessário que exista uma inundação no sítio de, no mínimo, 1,0 m. Então, a modelagem é feita a partir da medida de temperatura de tronco, na profundidade radial mais externa (2,0 cm) na altura de 1,0 m. De forma análoga a T_{tr} , e fazendo as devidas substituições, obtém-se:

$$T_{ág}(t) = \beta T_m + \alpha \Delta T_{ar} \cos(\omega t + \varphi_{ar} - \Delta\varphi) \quad (2.9)$$

$$\frac{dT_{ág}}{dt} = -\alpha \Delta T_{ar} \omega \sin(\omega t + \varphi_{ar} - \Delta\varphi) \quad (2.10)$$

2.9 Cálculo da Umidade Específica

Para a determinação dos componentes LE e S_q (TAE no ar da floresta devido às variações de umidade específica), calcularam-se as umidades específicas q_i , para cada nível de altura i , por meio de:

$$q_i = \frac{0,622 \times e_i}{P_{atm} - 0,378e_i} \quad (2.11)$$

sendo P_{atm} a pressão atmosférica em Coari, o local mais próximo a RDSM, e e_i a pressão de vapor atual para cada nível i . Calculou-se e_i com base nos valores dos perfis de umidade relativa (UR) medidos, utilizando-se a seguinte relação simples:

$$e_i = \frac{UR \times e_{si}}{100} \quad (2.12)$$

com e_{si} representando a pressão de saturação de vapor, para cada nível i , a qual foi calculada através da expressão abaixo:

$$e_{si} = 6,1078 \left[10^{\frac{7,5T_i}{237,3+T_i}} \right] \quad (2.13)$$

na qual T_i é a temperatura do ar medida em cada nível de altura.

Analiticamente, a equação de UR foi obtida por regressão linear:

$$UR = AT^2 + BT + C$$

na qual:

$$A = -0,5319, B = 24,827, C = -189,19$$

Portanto, tem-se:

$$UR = -0,5319T^2 + 24,827T - 189,19 \quad (2.14)$$

A taxa de variação de umidade específica é representada por:

$$\begin{aligned} \frac{dq_i}{dt} &= \frac{d}{dt} \left(\frac{0,622e_i}{P_{atm} - 0,378e_i} \right) \\ &= \frac{d}{dt} [0,622e_i(P_{atm} - 0,378e_i)^{-1}] \\ &= 0,622 \frac{de_i}{dt} (P_{atm} - 0,378e_i)^{-1} + 0,622e_i(-1)(P_{atm} - 0,378e_i)^{-2} \times \left(-0,378 \frac{de_i}{dt} \right) \end{aligned}$$

Simplificando:

$$\frac{dq_i}{dt} = q_i \left(1 + \frac{0,378}{0,622} q_i e_i \right) \frac{de_i}{dt} \quad (2.15)$$

A taxa de variação da pressão de vapor atual para cada nível, é:

$$\begin{aligned}\frac{de_i}{dt} &= \frac{d}{dt} \left(\frac{UR \times e_s}{100} \right) \\ &= \frac{1}{100} \left[\frac{dUR}{dt} \times e_s + UR \times \frac{de_s}{dt} \right]\end{aligned}\quad (2.16)$$

A taxa de variação da UR , é:

$$\begin{aligned}\frac{dUR}{dt} &= \frac{d}{dt} [AT^2 + BT + C] \\ &= 2AT \frac{dT}{dt} + B \frac{dT}{dt}\end{aligned}\quad (2.17)$$

Por fim, para obter a taxa de variação da pressão de saturação de vapor, foi feito o seguinte cálculo:

$$\begin{aligned}\frac{de_{si}}{dt} &= \frac{d}{dt} \left[6,1078 \times \left(10^{\frac{7,5T_i}{237,3+T_i}} \right) \right] \\ &= 6,1078 \times \left(10^{\frac{7,5T_i}{237,3+T_i}} \right) \ln 10 \times 7,5 \left[\frac{dT}{dt} (237,3 + T)^{-1} + 7,5T(-1)(237,3 + T)^{-2} \frac{dT}{dt} \right]\end{aligned}$$

Simplificando:

$$\frac{de_{si}}{dt} = e_{si} \left(\frac{\ln 10 \times 7,5}{237,3 + T_i} \right) \times \left[1 - \frac{T}{(237,3 + T_i)} \right] \frac{dT}{dt}\quad (2.18)$$

2.10 Cálculo das Taxas de Armazenamento de Energia

A taxa de armazenamento de energia S é definida como a taxa de variação temporal de energia específica E_s (dada em $J m^{-3}$) armazenada num volume V , causada pelo fluxo de calor F que ocorre através da superfície externa deste volume, por unidade de área de solo A_G . Matematicamente, escreve-se como (MICHILES, 2009):

$$S = \frac{F}{A_G} = \frac{1}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_V E_s dV\quad (2.19)$$

A TAE total em uma floresta é composta pelos seguintes termos que representam os armazenamentos acima do solo: térmico no ar (S_{ar}), térmico na biomassa (S_{bio}) e bioquímico (μS_c). Em floresta inundável, quando da presença de uma camada de água, considera-se também o termo de armazenamento na água, $S_{ág}$ (GIELOW e MICHILES, 2006; MICHILES e GIELOW, 2008; MICHILES, 2009). Desta forma:

$$S = S_{ar} + S_{bio} + S_{\acute{a}g} + \mu S_c \quad (2.20)$$

A TAE no ar possui dois componentes que resultam das mudanças de temperatura no ar, S_T , e de umidade específica, S_q , como segue:

$$S_{ar} = S_T + S_q \quad (2.21)$$

Pode-se subdividir a TAE na biomassa da floresta em duas partes principais, a saber:

$$S_{bio} = S_{tr} + S_{oc} \quad (2.22)$$

em que S_{tr} e S_{oc} são, respectivamente, a TAE nos troncos e nos outros componentes da biomassa.

A TAE nos outros componentes constitui-se em cinco parcelas da biomassa, ou seja:

$$S_{oc} = S_r + S_g + S_f + S_m + S_l \quad (2.23)$$

sendo S_r , S_g , S_f , S_m e S_l , respectivamente, a TAE nos ramos, nos galhos, nas folhas, na madeira morta e na liteira. Por sua vez, a TAE na liteira se divide em duas outras parcelas, isto é:

$$S_l = S_{l1} + S_{l2} \quad (2.24)$$

na qual S_{l1} é a TAE nas mudas e S_{l2} é a TAE nas raízes externas e na liteira fina, que se compõe, essencialmente, de folhas mortas depositadas sobre o solo da floresta.

Foram realizadas as estimativas de todos os componentes apresentados na Equação 2.20. Apenas o termo de armazenamento de dióxido de carbono, μS_c , não foi considerado nos cálculos da TAE total, S . Entretanto, em virtude de seus valores extremamente pequenos em termos energéticos ($W m^{-2}$), principalmente para sítios de floresta em estágio de clímax, sua inclusão para o cálculo de S não é necessária.

2.10.1 Taxas de Armazenamento de Energia no Ar

Num volume elementar de ar de altura dz , área superficial dA , através da qual o calor flui verticalmente causando alterações nos valores de sua energia específica $E_S = \rho_a c_p T$, a TAE resultante das variações de temperatura, S_T , é dada pela resolução da Equação 2.19 como:

$$S_T = \rho_a c_p \int_0^{z_r} \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (2.25)$$

em que z_r é uma altura de referência.

Para o cálculo da Equação 2.25, utilizaram-se o método de derivação por diferenças finitas centradas e a integração pelo método dos trapézios. Assim, concebendo 3 camadas horizontais de espessuras variáveis, determinadas pelos níveis de altura em que se instalaram os instrumentos para as medições da temperatura do ar T , e um intervalo de tempo Δt , obteve-se a equação:

$$S_T = \rho_a c_p \left[\frac{\Delta T_1}{\Delta t} z_1 + \frac{\left(\frac{\Delta T_2}{\Delta t} + \frac{\Delta T_1}{\Delta t} \right) (z_2 - z_1)}{2} + \frac{\Delta T_2}{\Delta t} (z_r - z_2) \right] \quad (2.26)$$

A TAE no ar, causada pelas mudanças nos valores de umidade específica, S_q , tomando-se por base a Equação 2.19, da mesma forma como para S_T , pode ser calculada por meio de:

$$S_q = \rho_a L \int_0^{z_r} \frac{\partial q}{\partial t} dz \quad (2.27)$$

Utilizando os mesmos métodos numéricos citados acima (derivação por diferenças finitas centradas e integração por trapézios), a expressão final aplicada para o cálculo de S_q foi:

$$S_q = \rho_a L \left[\frac{\Delta q_1}{\Delta t} z_1 + \frac{\left(\frac{\Delta q_2}{\Delta t} + \frac{\Delta q_1}{\Delta t} \right) (z_2 - z_1)}{2} + \frac{\Delta q_2}{\Delta t} (z_r - z_2) \right] \quad (2.28)$$

No método analítico, para S_q e S_T utilizou-se a função PROJ.LIN do Excel para obter os coeficientes das equações a seguir:

$$\frac{dT}{dt} = f(z) = az^3 + bz^2 + cz + d \quad (2.29)$$

$$S_T = \rho_a c_p \left[\frac{a}{4} z_r^4 + \frac{b}{3} z_r^3 + \frac{c}{2} z_r^2 + dz_r \right] \quad (2.30)$$

$$S_q = \rho_a L \left[\frac{a}{4} z_r^4 + \frac{b}{3} z_r^3 + \frac{c}{2} z_r^2 + dz_r \right] \quad (2.31)$$

Na fase inundada, deve-se subtrair o nível de água no sítio de z_r em cada dia, pois a presença de água diminui o volume de ar disponível para integração.

2.10.2 Taxa de Armazenamento de Energia nos Troncos

O cálculo aproximado da TAE nos troncos, S_{tr} , foi realizado com base em um tronco “médio” teórico que apresenta as características médias dos N indivíduos encontrados na área A_G da floresta de interesse, em termos de dimensões espaciais (diâmetro e altura), massa específica e calor específico. Além disso, Gielow e Michiles (2006) selecionaram uma árvore “representativa” da floresta, entre as espécies dominantes, que se aproximasse destas características médias, para que fossem medidas as temperaturas de tronco necessárias para o cômputo do fluxo de calor. Desta forma, considerando F_r como o fluxo de calor que ocorre no tronco da árvore representativa, o fluxo total no conjunto de N troncos é $F = NF_r$. Portanto, usando a Equação 2.19 expressa em coordenadas cilíndricas, para uma altura de tronco de referência z_{tr} , a TAE nos troncos é dada por (MICHILES, 2009):

$$S_{tr} = \frac{NF_r}{A_G} = \frac{N}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{z_{tr}} \int_0^{2\pi} \int_0^R \rho_{tr} c_{tr} T_{tr} r dr d\theta dz \quad (2.32)$$

na qual ρ_{tr} , c_{tr} e R são, respectivamente, a massa específica fresca (ou verde), o calor específico e o raio do tronco médio, e T_{tr} é a temperatura medida no tronco da árvore representativa. Em virtude da geometria natural dos troncos ser relativamente cônica, se faz necessária inclusão de um fator de correção que relacione o volume entre duas seções retas de um cone (tronco de cone) com o volume cilíndrico considerado para a obtenção da Equação 2.32, ou seja:

$$\Gamma_f = \frac{V_{con}}{V_{cil}} \quad (2.33)$$

em que Γ_f representa o “fator de forma” de tronco (BLANKEN et al., 1997). Assim, incluindo Γ_f na Equação 2.32 e integrando-a em θ , admitindo que T_{tr} não varia com o ângulo (MICHILES, 2004) e que ρ_{tr} e c_{tr} são constantes radialmente e verticalmente, o resultado é:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_G} 2\pi\rho_{tr}c_{tr} \int_0^{z_{tr}} \left(\int_0^R \frac{\partial T_{tr}}{\partial t} r dr \right) \Gamma_f dz \quad (2.34)$$

Aplicaram-se a derivação por diferenças finitas centradas e a integração pelo método dos trapézios, em r e z . Assim sendo, considerando 4 camadas horizontais de tronco, de espessuras variáveis ($z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)}$), e 3 raios r_{ij} obtidos, respectivamente, pelos níveis de altura e profundidades radiais em que foram instalados os instrumentos na árvore escolhida para as medições da temperatura T_{tr} , a forma da Equação 2.34 utilizada foi:

$$\begin{aligned} S_{tr} = & \frac{N}{A_G} 2\pi\rho_{tr}c_{tr} \sum_{i=1}^4 \left\{ \left[r_{i1}^2 \frac{\Delta T_{tr(i1)}}{\Delta t} + \left(r_{i2} \frac{\Delta T_{tr(i2)}}{\Delta t} + r_{i1} \frac{\Delta T_{tr(i1)}}{\Delta t} \right) \frac{(r_{i2} - r_{i1})}{2} + \right. \right. \\ & r_{i2} \frac{\Delta T_{tr(i2)}}{\Delta t} (R_i - r_{i2}) \left. \right] + \left[r_{(i-1)1}^2 \frac{\Delta T_{tr((i-1)1)}}{\Delta t} + \left(r_{(i-1)2} \frac{\Delta T_{tr((i-1)2)}}{\Delta t} + \right. \right. \\ & r_{(i-1)1} \frac{\Delta T_{tr((i-1)1)}}{\Delta t} \left. \right) \frac{(r_{(i-1)2} - r_{(i-1)1})}{2} + r_{(i-1)2} \frac{\Delta T_{tr((i-1)2)}}{\Delta t} (R_{(i-1)} - \\ & \left. \left. r_{(i-1)2}) \right] \right\} \Gamma_{f(i)} \frac{(z_{tr(i)} - z_{tr(i-1)})}{2} \quad (2.35) \end{aligned}$$

Analiticamente, foram geradas funções $f(z)$ e feitas as seguintes correlações:

$$\begin{aligned} & \frac{dT_{tr i}}{dt} \times R_i^2 \times \Gamma_i \\ & \int_0^{z_r} \frac{dT_{tr i}}{dt} \times R_i^2 \times \Gamma_i dz = \frac{a}{4} z_r^4 + \frac{b}{3} z_r^3 + \frac{c}{2} z_r^2 + dz_r \end{aligned}$$

Os coeficientes foram calculados por meio da função PROJ.LIN, no Excel. A taxa de armazenamento de energia nos troncos calculou-se utilizando:

$$S_{tr} = \frac{N}{A_G} \rho_{tr} c_{tr} \pi \left(\frac{a}{4} z_r^4 + \frac{b}{3} z_r^3 + \frac{c}{2} z_r^2 + dz_r \right) \quad (2.36)$$

2.10.3 Taxa de Armazenamento de Energia nos Outros Componentes da Biomassa

O armazenamento de energia nos demais componentes da biomassa (nos ramos, nos galhos, nas folhas, na madeira morta e na liteira) calcula-se também com base na Equação 2.19, isto é:

$$S_{oc} = \frac{1}{A_G} \frac{\partial}{\partial t} \int_V \rho_{oc} c_{oc} T_{rc} dV \quad (2.37)$$

em que ρ_{oc} e c_{oc} são, respectivamente, a massa específica e o calor específico estimados para cada um dos componentes da biomassa citados acima, e T_{rc} é a temperatura de referência, que pode ser do ar ou do tronco da árvore representativa, utilizada para o cálculo da TAE em cada um destes componentes. Uma vez que, nas florestas da Amazônia, os valores de massa total dos outros componentes da biomassa são bem menores que a massa total de troncos, assumiu-se, por simplicidade, que ρ_{oc} , c_{oc} e T_{rc} são constantes em todo o volume individual dos componentes. Por conseguinte, realizando a integração da Equação 2.37, considerando as aproximações citadas, obteve-se o resultado (MICHILES, 2009):

$$S_{oc} = \frac{\rho_{oc} c_{oc} V_{oc}}{A_G} \frac{\partial T_{rc}}{\partial t} \quad (2.38)$$

Como a massa fresca por unidade de área de solo é $m_{oc} = \rho_{oc} V_{oc} / A_G$, a Equação 2.38 expressa em diferenças finitas centradas torna-se:

$$S_{oc} = m_{oc} c_{oc} \frac{\Delta T_{rc}}{\Delta t} \quad (2.39)$$

Fazendo uso da Equação 2.39, com os respectivos valores de massa por unidade de área e de calor específico para cada componente da biomassa, estimaram-se os termos S_r , S_g , S_f , S_m e S_l . Na Tabela 2.2 mostram-se os termos calculados, as temperaturas usadas, as alturas e as profundidades em que estas temperaturas foram medidas.

Tabela 2.2 - Componentes da TAE na biomassa calculados, as temperaturas de referência utilizadas (T para o ar, T_{tr} para o tronco da árvore representativa), as alturas e as profundidades em que foram medidas.

Componentes da TAE	Temperatura de Referência	Altura (Profundidade)
S_r (ramos)	T_{tr}	12,5 m (1,5 cm)
S_g (galhos)	T_{ar}	12,0 m
S_f (folhas)	T_{ar}	12,0 m
S_m (madeira morta)	T_{tr}	1,0 m (2,0 cm)
S_l (liteira)	T_{ar}	5,0 m

FONTE: SILVA, 2010

2.10.4 Taxa de Armazenamento de Energia na Água

Para o cálculo da TAE total em períodos durante os quais se verificou a presença de uma camada de água, além dos outros componentes considerou-se também o termo de armazenamento na água, $S_{ág}$.

A TAE na água foi calculada tomando-se por base a Equação 2.19, da mesma forma como para S_T (Equação 2.25), por meio de:

$$S_{ág} = \rho_{ág} c_{ág} \int_0^{z_n} \frac{\partial T_{tr1}}{\partial t} dz \quad (2.40)$$

em que $\rho_{ág}$ e $c_{ág}$ são, respectivamente, a massa específica e o calor específico da água, T_{tr1} é a temperatura do tronco na altura de 1,0 m e na profundidade de 2,0 cm, e z_n é o nível da água no sítio.

Para o cálculo da Equação 2.40, utilizando os mesmos métodos da Equação 2.26, porém, considerando apenas uma camada horizontal com espessura determinada pelo nível da água no sítio, obteve-se a equação:

$$S_{ág} = \rho_{ág} c_{ág} \frac{\Delta T_{tr1}}{\Delta t} z_n \quad (2.41)$$

2.11 Estimativa dos Fluxos de Calor Sensível e de Calor Latente

No presente trabalho, para a estimativa de H e LE , foi utilizado o Método do Balanço de Energia (MBE) segundo a Razão de Bowen. Este é considerado um método indireto, quando comparado a outros como, por exemplo, o MCVT (ver Seção 1.3) (OLIVEIRA, 2004).

O MBE, utilizado para a determinação do transporte vertical turbulento de vapor de água para a atmosfera, fundamenta-se no princípio de conservação da energia aplicado aos diferentes fluxos energéticos que atuam na superfície.

A partir da equação do balanço de energia, considerando sua forma simplificada (Equação 2.2), tem-se que:

$$LE = \frac{R_n - S - G}{B + 1} \quad (2.42)$$

na qual B é a Razão de Bowen, que é definida como sendo a razão entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente:

$$B = \frac{H}{LE} \quad (2.43)$$

O MBE requer algumas suposições como, por exemplo, que próximo à superfície do solo, não haja advecção horizontal de calor e de vapor de água. Portanto, os fluxos verticais turbulentos de vapor de água (E) e de calor (H) são proporcionais aos gradientes verticais de umidade específica e de temperatura, respectivamente. Dessa forma, tem-se:

$$H = \rho_a c_p K_h \frac{\Delta T}{\Delta Z} \quad (2.44)$$

$$LE = \rho_a L K_w \frac{\Delta q}{\Delta Z} \quad (2.45)$$

com ρ_a e c_p denotando, respectivamente, a massa específica e calor específico à pressão constante do ar seco, e K_w e K_h sendo os coeficientes de transferência turbulenta vertical do vapor de água e calor, respectivamente. Os termos $\Delta T/\Delta z$ e $\Delta q/\Delta z$ são, por sua vez, os componentes verticais médios do gradiente de temperatura e umidade específica, respectivamente.

Substituindo as Equações 2.44 e 2.45 na Equação 2.43, obtém-se:

$$B = \frac{c_p \Delta T K_h}{L \Delta q K_w} \quad (2.46)$$

com $\Delta T/\Delta q$ sendo a razão entre as diferenças de temperatura e umidade específica do ar em dois níveis.

Em condições de instabilidade, estabilidade e neutralidade da atmosfera, os coeficientes de transferência turbulenta de calor sensível e de vapor de água são iguais ($K_w = K_h$). Dessa forma, substituindo a umidade específica $q = \frac{0,622}{p_{atm}} \cdot e$ na Equação 2.46 e aplicando o resultado na Equação 2.42, obtém-se:

$$LE = \frac{(R_n - S - G)}{\left(1 + \gamma \left| \frac{\Delta T}{\Delta e} \right| \right)} \quad (2.47)$$

na qual $\gamma = \frac{c_p \cdot p_{atm}}{0,622 \cdot L}$ (hPa °C⁻¹) é o parâmetro psicrométrico e $|\Delta T/\Delta e|$ é a razão entre as diferenças de temperatura e pressão de vapor, entre dois níveis. Para evitar magnitudes irreais (muito altas ou muito baixas) dos fluxos de calor sensível, H , e de calor latente, LE , quando estes apresentam valores pequenos (próximos de zero) e com sinais contrários, consideraram-se estes fluxos sempre em fase, ou seja, que ambos eram, simultaneamente, positivos ou negativos. Dessa forma, a Razão de Bowen apresentou apenas valores positivos e H e LE seguiram, aproximadamente, o comportamento do perfil diário do saldo de radiação.

Por fim, utiliza-se a Equação 2.2 para calcular H através dos outros termos já conhecidos (resíduo do BES): R_n , LE , S e G .

2.12 Cálculo do Balanço de Energia

O balanço de energia foi calculado através da relação de cada componente com o saldo de radiação R_n e multiplicados por 100 para obter a porcentagem representativa de cada:

$$\frac{LE}{R_n} \times 100$$

$$\frac{H}{R_n} \times 100$$

$$\frac{S}{R_n} \times 100$$

$$\frac{G}{R_n} \times 100$$

sendo LE e H obtidos via cálculo numérico, S via modelo analítico e G por medição direta.

Para o período diurno (7:00 às 17:00), calculou-se a razão do balanço de energia:

$$E_{BR} = \frac{H + LE + S + G}{R_n} \quad (2.48)$$

2.13 Informações da Biomassa

A fim de realizar o cômputo da TAE em todos os componentes da biomassa, utilizaram-se, no presente trabalho, informações do inventário florestal de 1 hectare realizado por Wittmann et al. (2005) na floresta de várzea baixa (em estágio de clímax) do Sítio Mujuí, cujos valores de calor específico e de massa por unidade de área, para cada componente, são apresentados na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 - Valores do calor específico (c_{cb}) e da massa fresca por unidade de área de solo (m_{cb}), para cada componente da biomassa da floresta do Sítio Mujuí.

Componente da biomassa	c_{cb} (J kg⁻¹ °C⁻¹)	m_{cb} (kg m⁻²)
Troncos	2400,7	51,28
Ramos	2400,7	13,91
Galhos	2460,0	11,41
Folhas	2770,7	1,56
Mudas	2460,0	3,36
Madeira morta	1730,3	7,35
Liteira e raízes externas	2505,7	3,20

FONTE: SILVA, 2010

3 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

3.1 Disponibilidade de Dados e Dias Selecionados para Análise

Os dados utilizados, para a geração dos resultados de fluxos de energia apresentados neste trabalho, foram coletados durante um total de 280 dias, entre 25 de novembro de 2009 e 31 de agosto de 2010, em conformidade com o descrito na Seção 2.2. No entanto, por ocasião de falhas no *datalogger* do Sítio Mujuí (26/02/2010 a 30/04/2010 e 18/07/2010 a 31/08/2010) e pelo fato de se ter decidido pelo não preenchimento artificial de falhas nos dados utilizados para o cálculo dos fluxos de energia, teve-se uma redução do número de dias analisados, totalizando 165 dias com os dados necessários em todos os horários de coleta. Portanto, os dados obtidos no Sítio Mujuí que, efetivamente, foram utilizados compreendem os dias de 1º/12/2009 a 25/02/2010 e de 1º/05/2010 a 17/07/2010. Os dias de novembro de 2009 também não foram utilizados para esses cálculos, já que não puderam representar o referido mês de forma quantitativa.

O fechamento do BES para períodos que incluem precipitação pluviométrica pode apresentar-se insatisfatório e, de acordo com Culf et al. (2004), estes períodos devem ser excluídos de qualquer avaliação de dados baseada no MBE. Por este motivo, fez-se uma outra seleção para a análise dos fluxos de energia, de forma que, dos 165 dias sem falhas, citados anteriormente, foram escolhidos apenas 56 (29 da fase terrestre e 27 da fase inundada), não necessariamente consecutivos, com coeficientes de correlação (R^2) maior ou igual a 0,75 entre os perfis de temperatura do ar medidos e modelados (Exemplo na Figura 3.1)

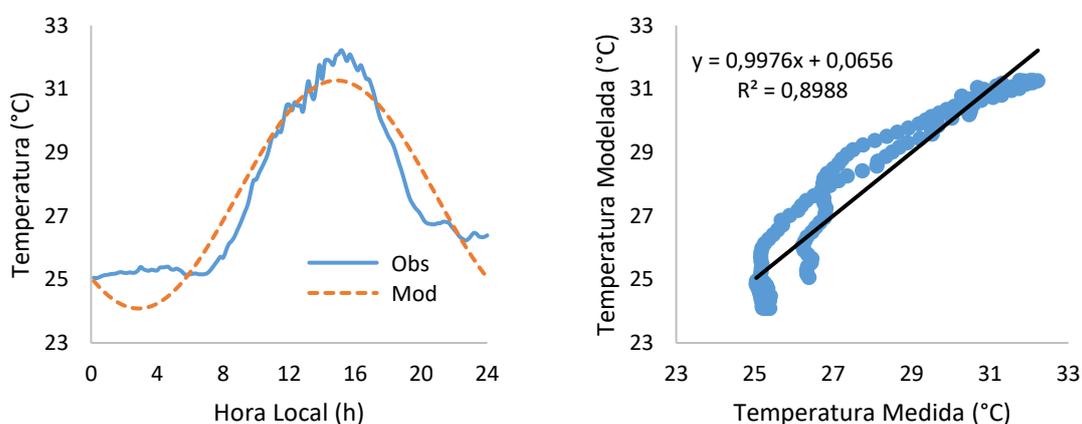


Figura 3.1 – Perfil médio e regressão de um dia qualquer, da fase terrestre.

Para examinar os fluxos de energia sazonalmente, selecionaram-se dois períodos representativos para a fase terrestre (sem coluna de água) e inundada (com presença de coluna de água), tomando-se por base a climatologia da região. Dessa forma, levando-se em conta os dados disponíveis, foram escolhidos os meses de dezembro/2009, janeiro/2010 e fevereiro/2010 para descreverem a fase terrestre (Tabela 3.1) e os meses de maio, junho e julho/2010 para a fase inundada (Tabela 3.2).

Tabela 3.1 – Dias selecionados na fase terrestre e seus R².

Dezembro	R²	Janeiro	R²	Fevereiro	R²
03/12/2009	0,91	1 ^o /01/2010	0,85	06/02/2010	0,80
05/12/2009	0,90	02/01/2010	0,76	10/02/2010	0,91
10/12/2009	0,90	06/01/2010	0,77	11/02/2010	0,77
14/12/2009	0,90	10/01/2010	0,80	12/02/2010	0,94
19/12/2009	0,91	12/01/2010	0,76	15/02/2010	0,90
22/12/2009	0,85	20/01/2010	0,93	16/02/2010	0,83
25/12/2009	0,92	22/01/2010	0,92	22/02/2010	0,87
29/12/2009	0,92	24/01/2010	0,96	23/02/2010	0,80
30/12/2009	0,90	26/01/2010	0,83	24/02/2010	0,78
31/12/2009	0,88	28/01/2010	0,93		

Tabela 3.2 – Dias selecionados na fase inundada e seus R².

Maio	R²	Junho	R²	Julho	R²
06/05/2010	0,83	03/06/2010	0,75	05/07/2010	0,80
09/05/2010	0,90	04/06/2010	0,77	06/07/2010	0,75
11/05/2010	0,81	06/06/2010	0,86	07/07/2010	0,83
13/05/2010	0,85	12/06/2010	0,88	09/07/2010	0,75
16/05/2010	0,93	13/06/2010	0,80	12/07/2010	0,84
23/05/2010	0,82	14/06/2010	0,82	14/07/2010	0,91
31/05/2010	0,77	15/06/2010	0,87		
		18/06/2010	0,78		
		19/06/2010	0,90		
		21/06/2010	0,90		
		24/06/2010	0,89		
		27/06/2010	0,82		
		29/06/2010	0,76		
		30/06/2010	0,81		

3.2 Modelagem Matemática das Séries de Temperatura

3.2.1 Temperatura do Ar

Com o intuito de comparar os resultados obtidos por meio da modelagem da temperatura do ar, foram escolhidos três estudos de caso, para cada fase, utilizando medidas realizadas na altura de 5,0 m: (i) a menor correlação entre os dados coletados e a modelagem (menor R^2); (ii) os perfis médios; (iii) a melhor correlação (maior R^2). Nas Figuras 3.2 e 3.3, são apresentados os estudos de caso supracitados, para as fases terrestre e inundada, respectivamente.

Para ambas as fases (terrestre e inundada), o modelo apresentou melhor comportamento (maior R^2) em dias com menor variação de nebulosidade, ou seja, para melhores resultados, o dia pode ser completamente nublado ou possuir o céu completamente limpo. Caso apresente muitas variações de nebulosidade, como nas Figuras 3.2a e 3.3a, o modelo consegue seguir o perfil medido, mas o R^2 será menor. Com a presença da água no sítio, a temperatura do ar atingiu o pico por volta das 15 HL (Hora Local), o que representa um atraso de fase em relação à fase terrestre, que atingiu o pico por volta das 13 HL.

3.2.2 Temperatura de Tronco

A fim de comparar os resultados da modelagem de tronco, foram escolhidos, também, três dias para estudo de caso para cada fase, utilizando a média logarítmica entre as profundidades radiais medidas na altura de 7,5 m (6,0 cm e 2,0 cm): (i) a menor correlação entre os dados coletados e a modelagem (menor R^2); (ii) os perfis médios; (iii) a melhor correlação (maior R^2). A altura referência foi de 7,5 m por representar a altura, aproximadamente, média entre 1,0 e 12,5 m.

Notou-se que os estudos de caso baseados nos dias da Seção anterior, foram invertidos, ou seja, o dia com menor R^2 para a temperatura do ar, tornou-se o dia com maior R^2 na temperatura de tronco e o dia com maior R^2 para a temperatura do ar, tornou-se o dia com menor R^2 na temperatura de tronco. A modelagem mostrou-se eficaz no dia médio para ambas as fases, podendo, dessa forma, ser utilizada em estudos posteriores.

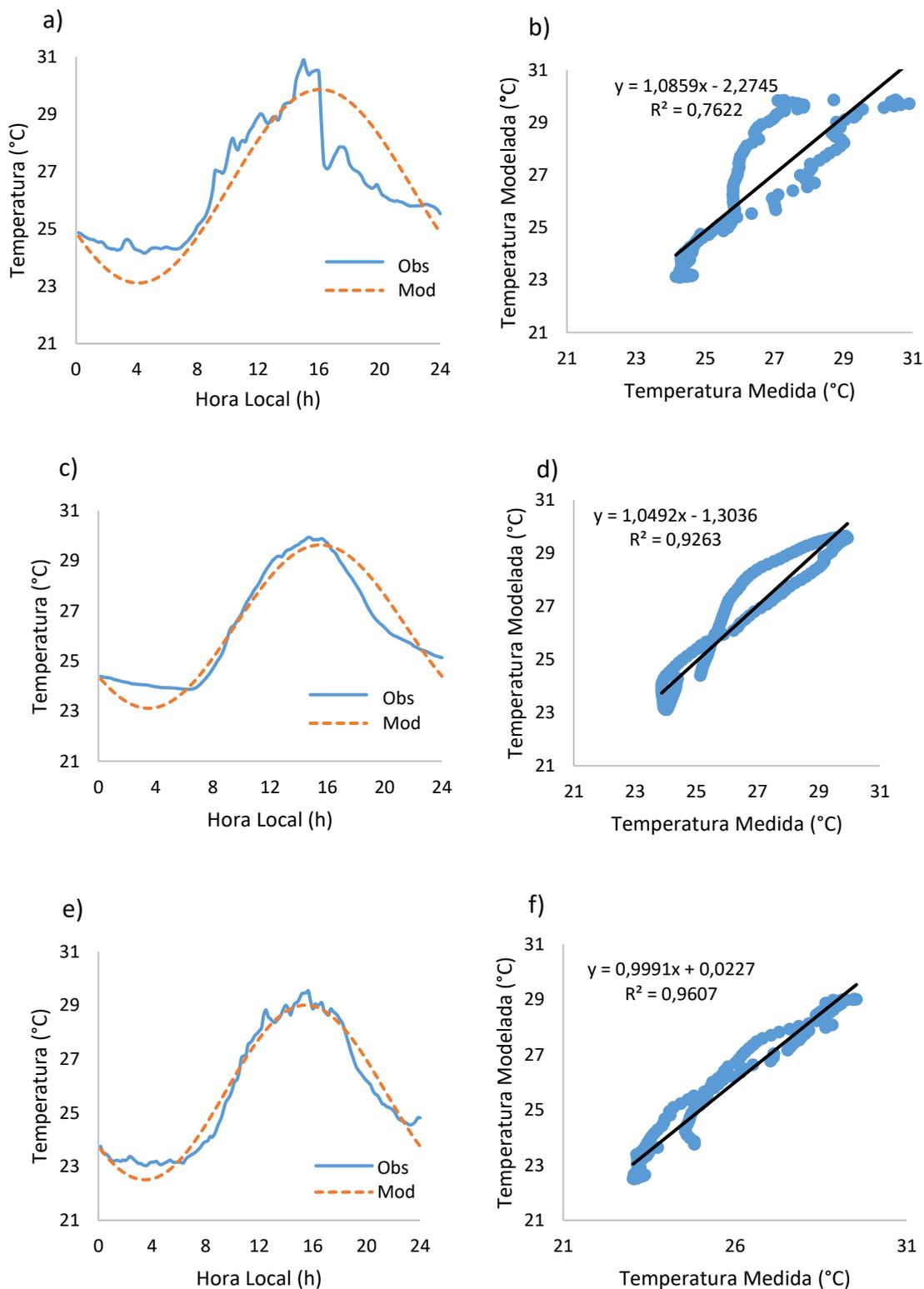


Figura 3.2 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a altura de 5,0 m, para a fase terrestre, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).

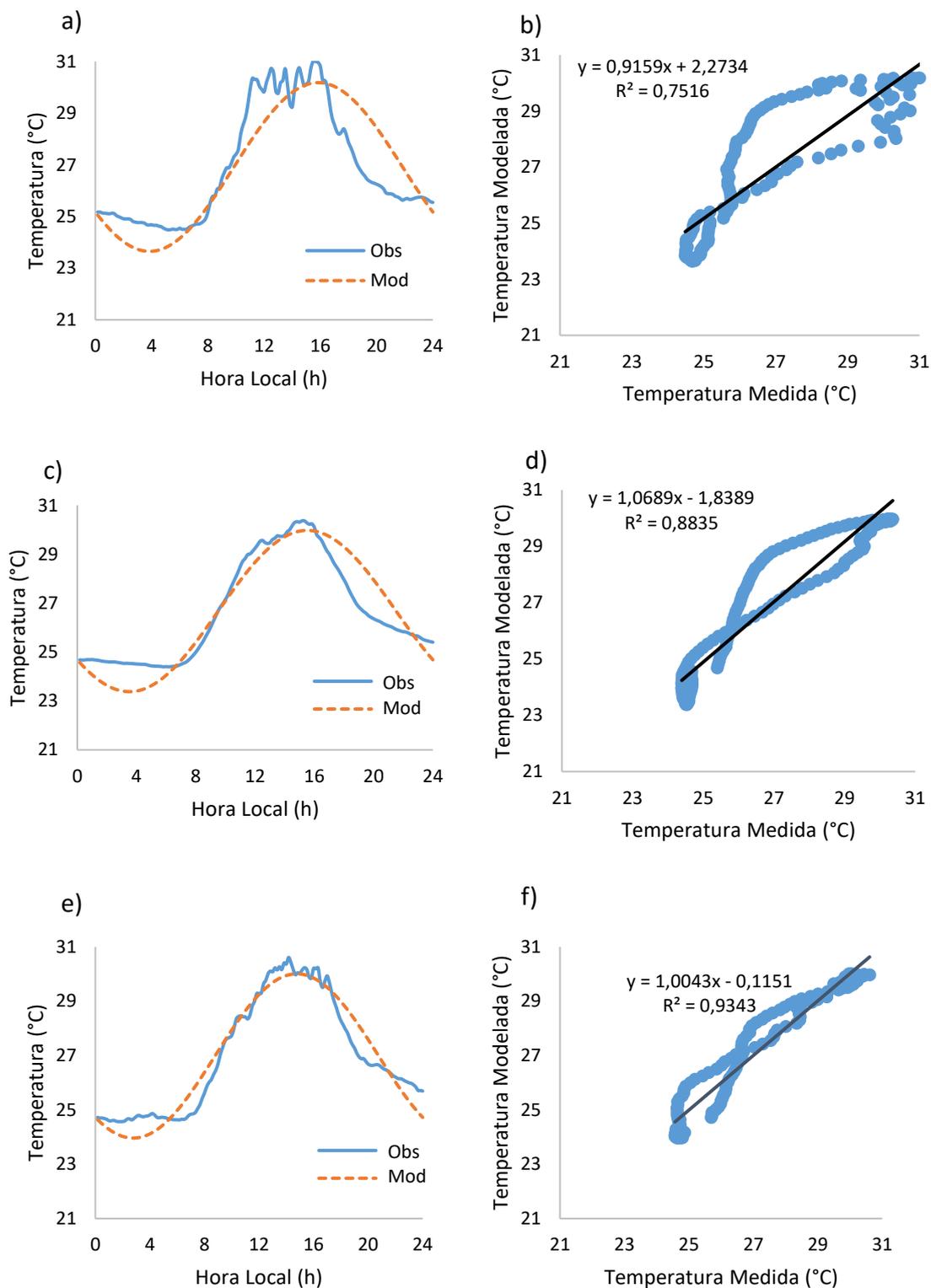


Figura 3.3 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a altura de 5,0 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).

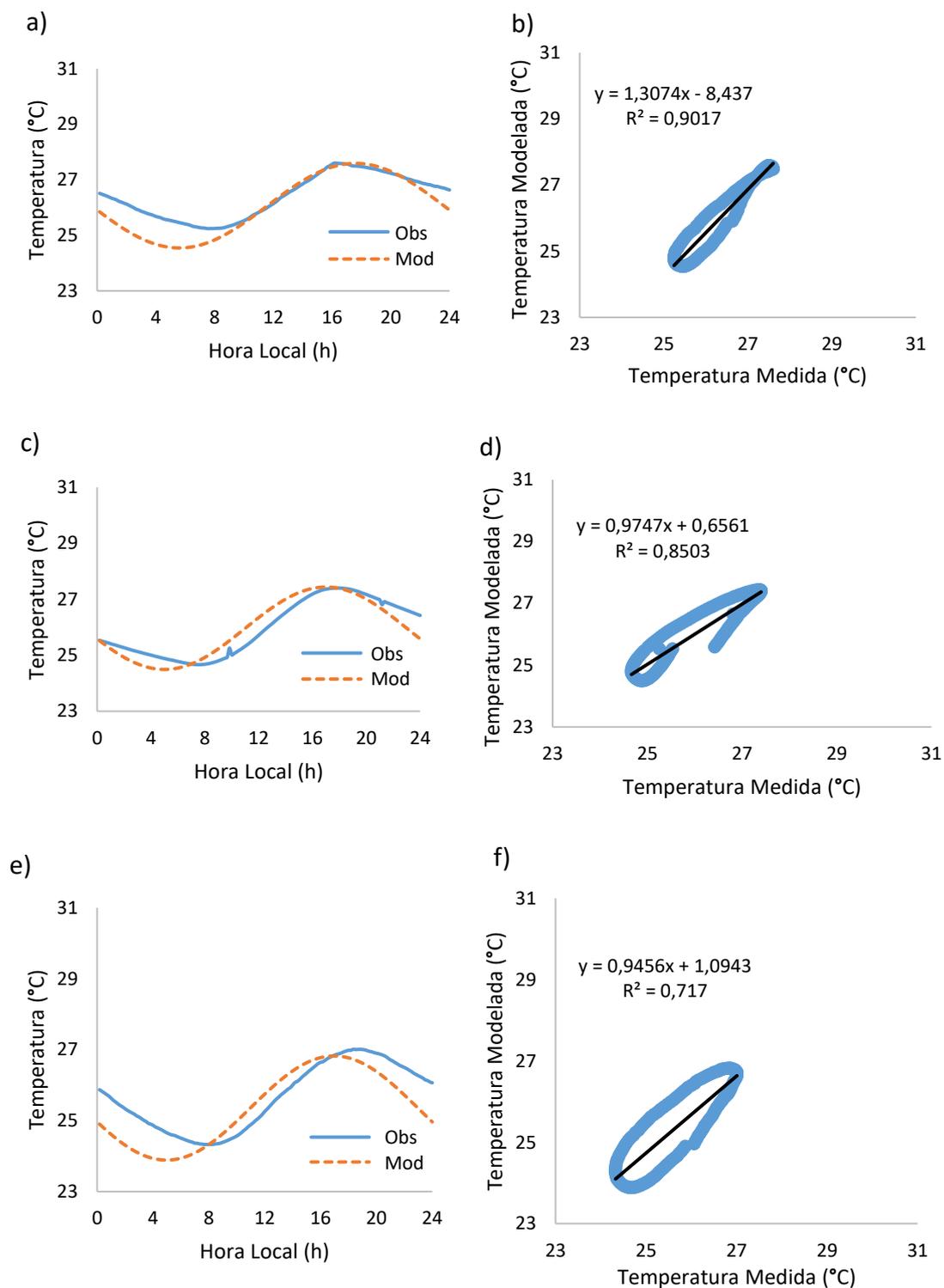


Figura 3.4 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a profundidade radial média, na altura de 7,5 m, para a fase terrestre, apresentando os estudos de caso: maior R^2 (a, b), médio (c, d) e menor R^2 (e, f).

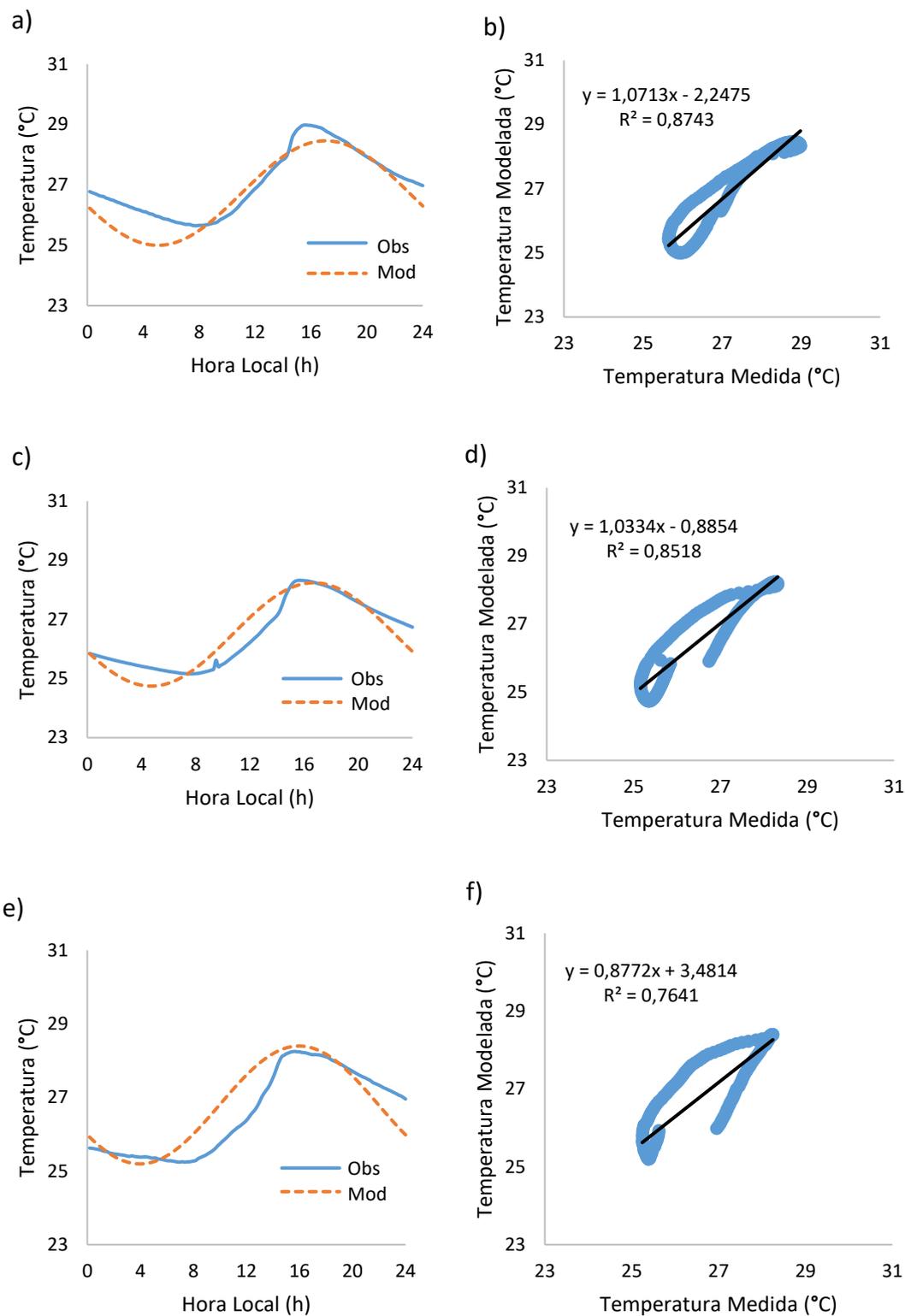


Figura 3.5 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas medidas e modeladas, para a profundidade radial média, na altura de 7,5 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: maior R^2 (a, b), médio (c, d) e menor R^2 (e, f).

3.2.3 Umidade Específica

Para comparar os resultados da modelagem de umidade específica, foram escolhidos três estudos de caso, para cada fase, utilizando medidas realizadas na altura de 5,0 m: (i) a menor correlação entre os dados coletados e a modelagem (menor R^2); (ii) os perfis médios; (iii) a melhor correlação (maior R^2).

A modelagem da umidade específica mostrou-se satisfatória para o nível de 5,0 m, apresentando R^2 maior ou igual a 0,75 na fase terrestre. Como nos outros componentes, é necessário fazer uma adaptação para a fase inundada, pois presença da água aumenta tanto a umidade geral quanto a específica, interferindo diretamente nos resultados, além de aumentar ou diminuir a temperatura. Em se tratando de dia médio, a modelagem foi mais eficaz para ambas as fases.

3.2.4 Temperatura de Água

Visto que a temperatura da água foi obtida por meio da temperatura de tronco no primeiro nível, na profundidade radial mais externa, as comparações da Figura 3.8 foram feitas entre T_{tr1} medida e T_{tr1} modelada.

Verificou-se, por meio da Figura 3.8, que a modelagem apresentou um resultado melhor no dia médio, ou seja, quanto melhor o coeficiente de correlação, mais em fase estarão os perfis. Apesar da variação de temperatura da água não ser tão aparente, a Seção a seguir mostrará que ela cumpre importante papel no que diz respeito às taxas de armazenamento de energia.

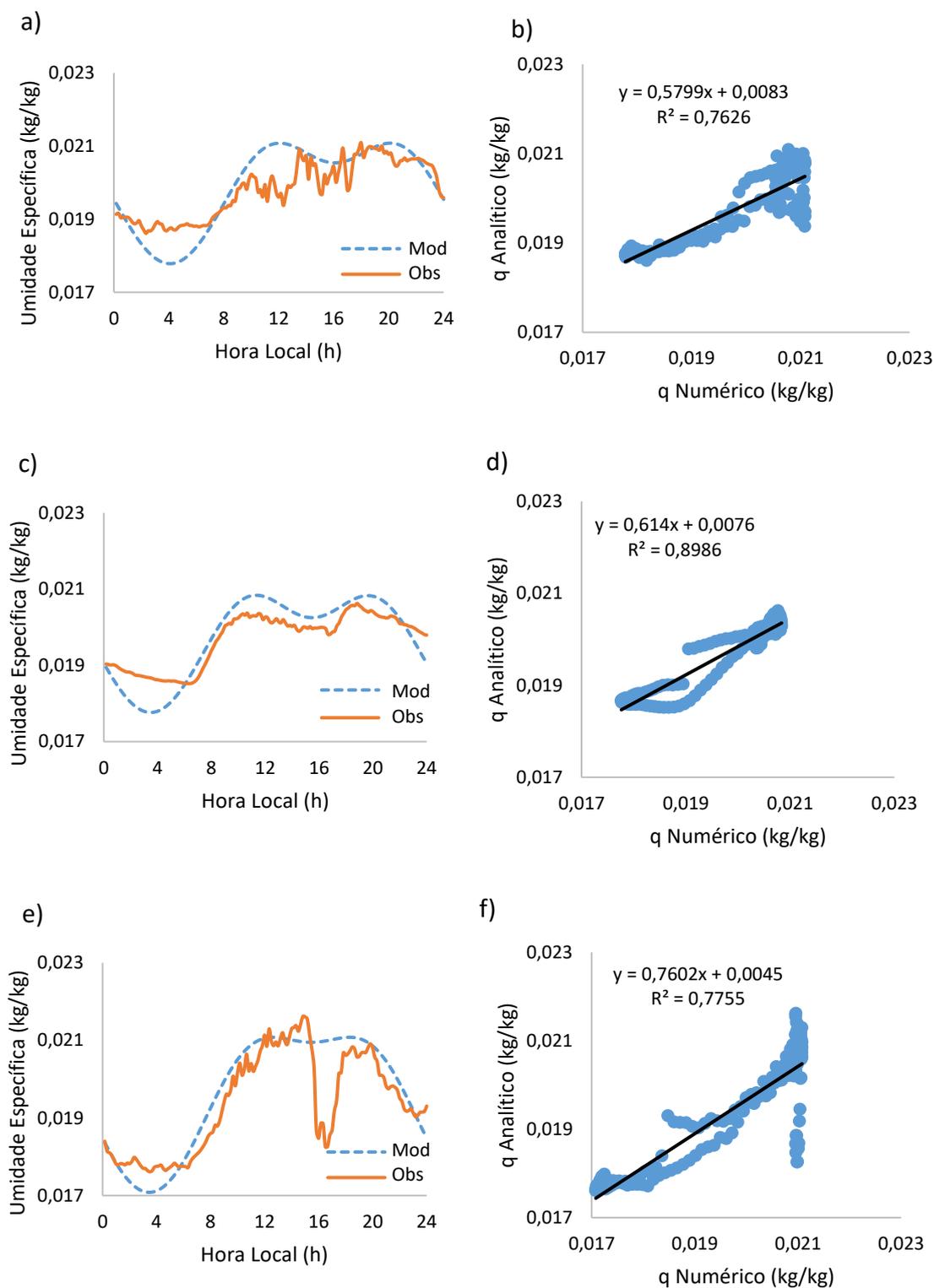


Figura 3.6 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as umidades específicas numéricas e analíticas, na altura de 5,0 m, para a fase terrestre, apresentando os estudos de caso: menor R^2 (a, b), médio (c, d) e maior R^2 (e, f).

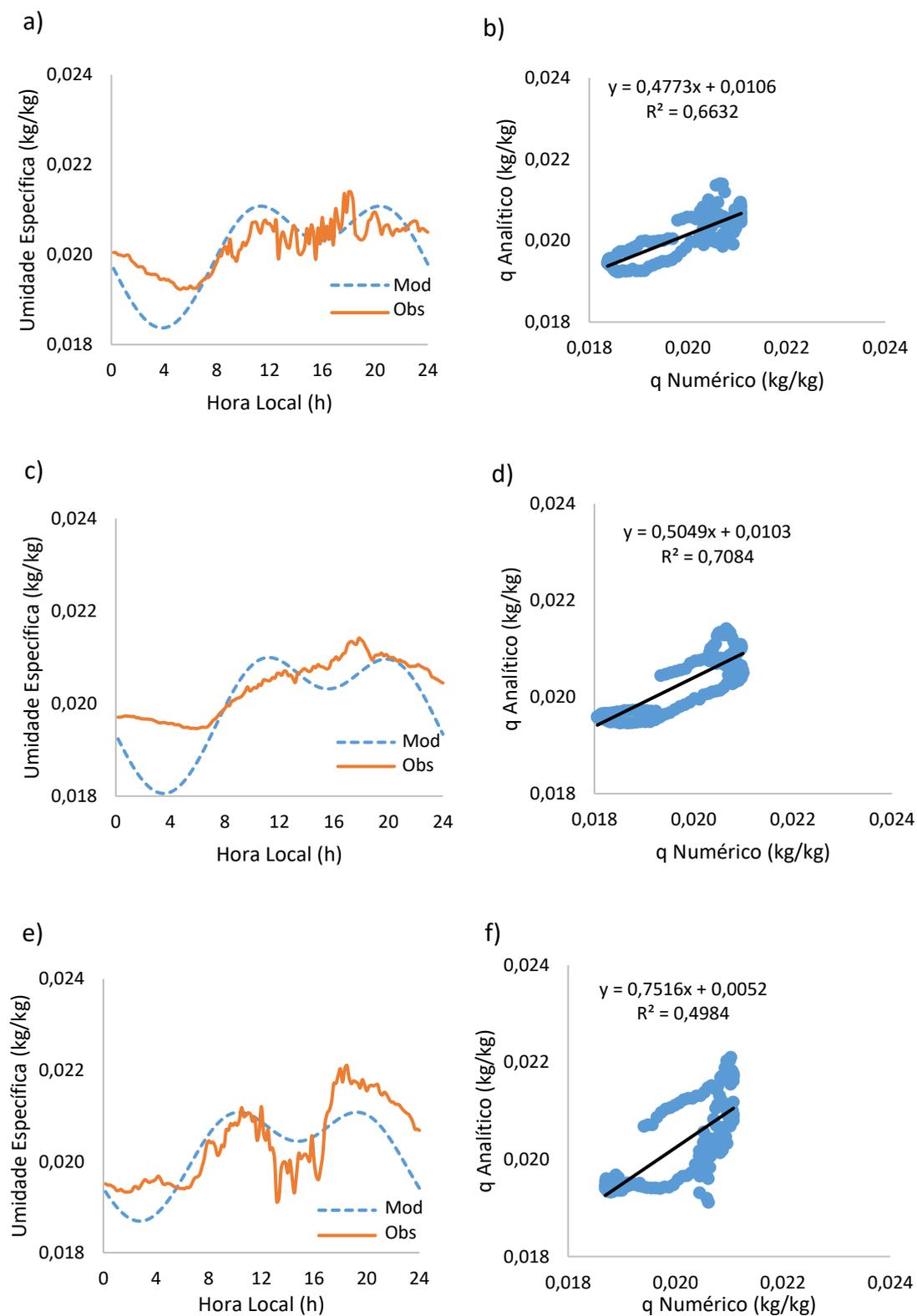


Figura 3.7 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as umidades específicas numéricas e analíticas, na altura de 5,0 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: maior R^2 (a, b), médio (c, d) e menor R^2 (e, f).

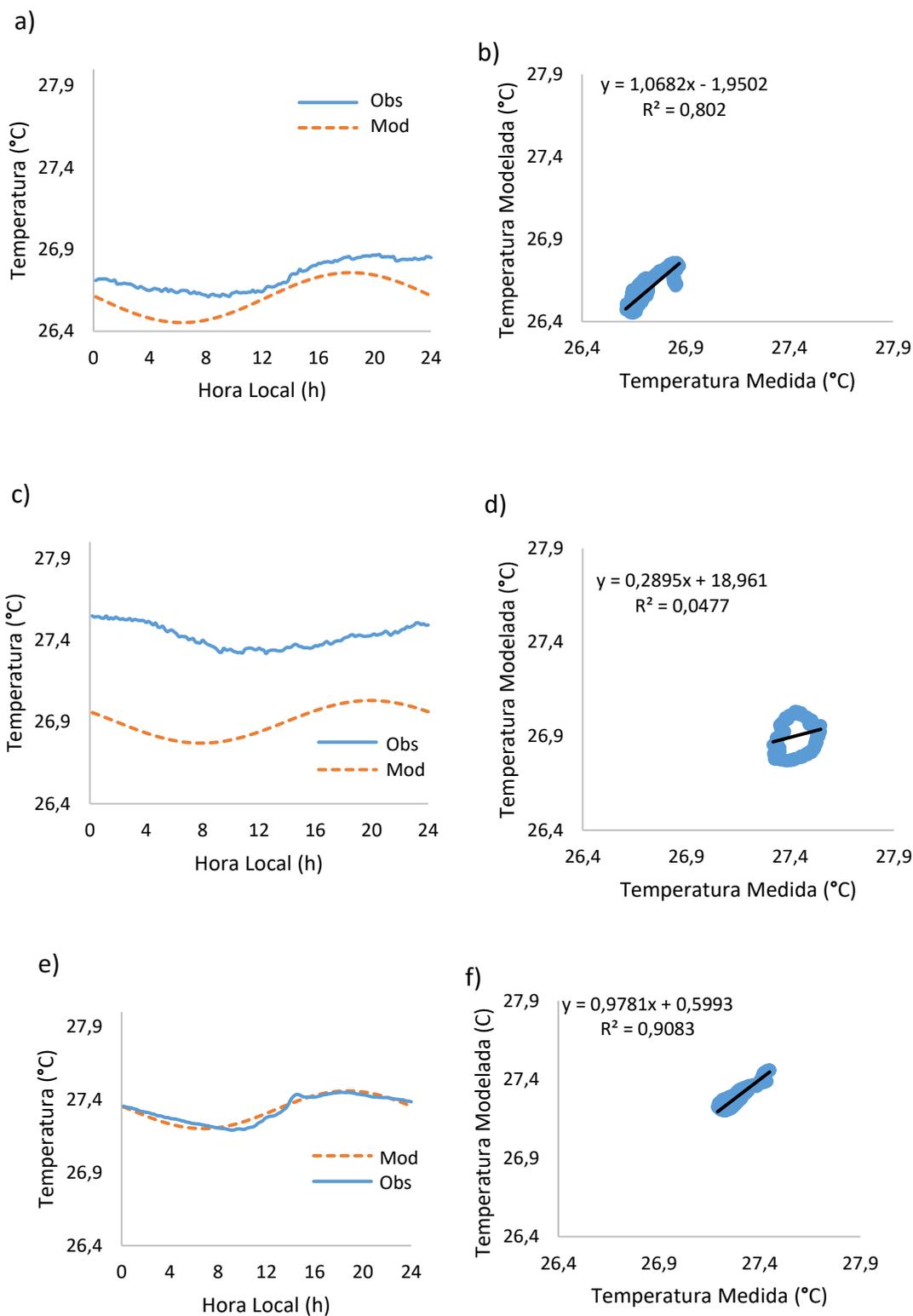
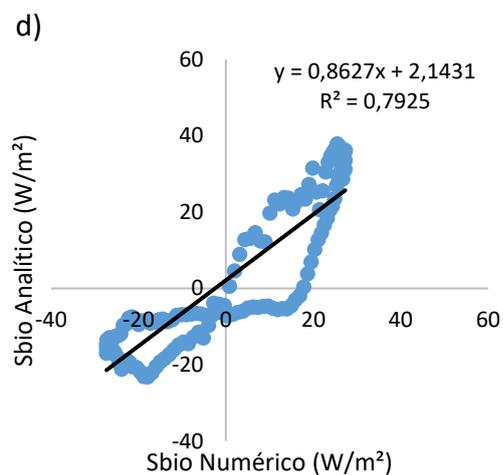
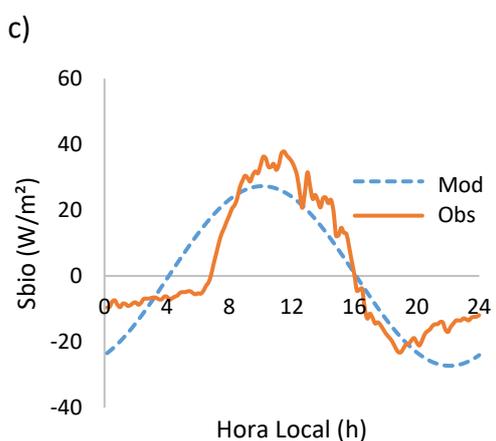
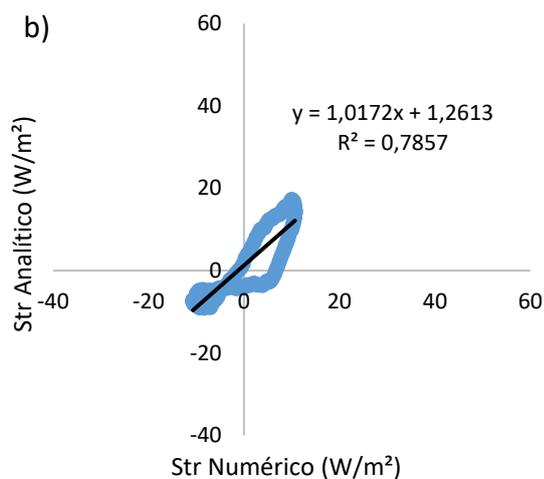
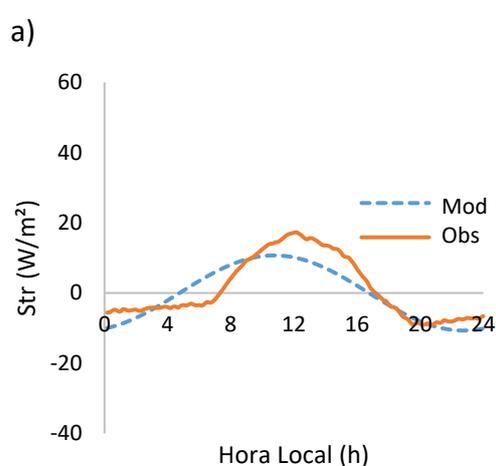


Figura 3.8 – Perfis diários (a, c, e) e regressões lineares (b, d, f) entre as temperaturas de tronco no primeiro nível numéricas e analíticas, na altura de 1,0 m, para a fase inundada, apresentando os estudos de caso: maior R^2 (a, b), menor R^2 (c, d) e médio (e, f).

3.3 Taxas de Armazenamento

Os perfis horários a seguir foram obtidos por meio dos valores horários médios, para cada fase. Na fase terrestre (Figura 3.9), verificam-se diferenças de fase entre os componentes de S , de forma que o ciclo diário de S_{ar} é o mais adiantado (pico às 8 HL), seguido, após uma hora, por S_{bio} (pico às 9 HL) e depois de três horas e trinta minutos por S_{tr} (pico às 12:30 HL). Nesta fase, pela ausência de coluna de água, $S_{ág}$ foi nulo.



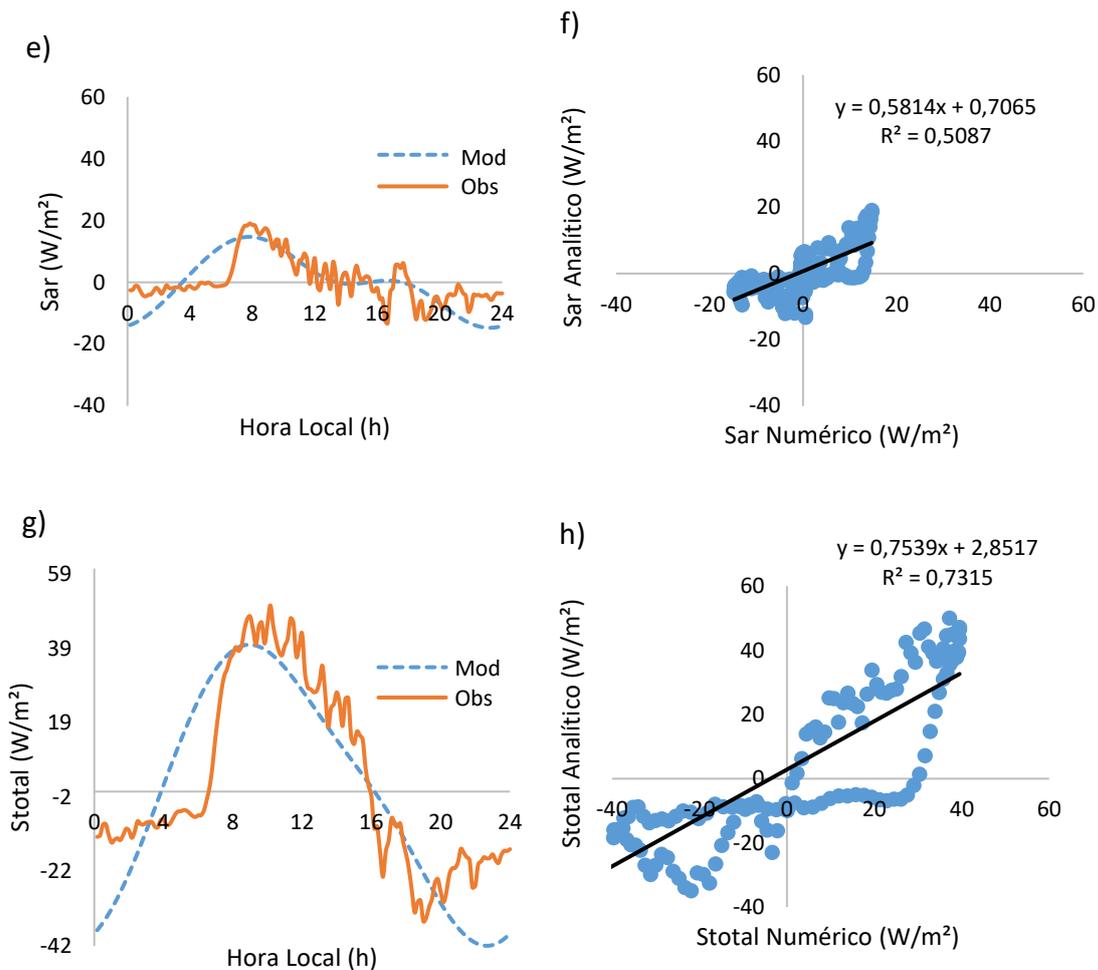
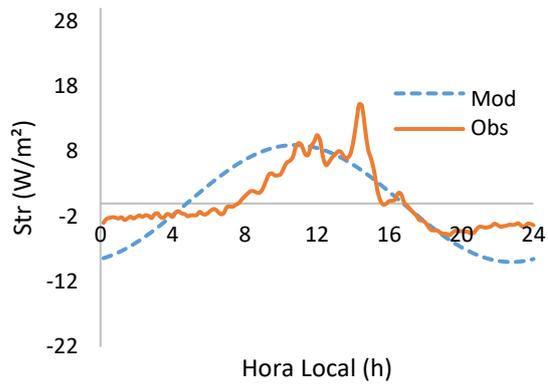


Figura 3.9 – Comportamentos diários e regressões dos métodos analítico e numérico, em um dia médio da fase terrestre, das TAE nos troncos (a, b), biomassa (c, d), ar (e, f) e total (g, h).

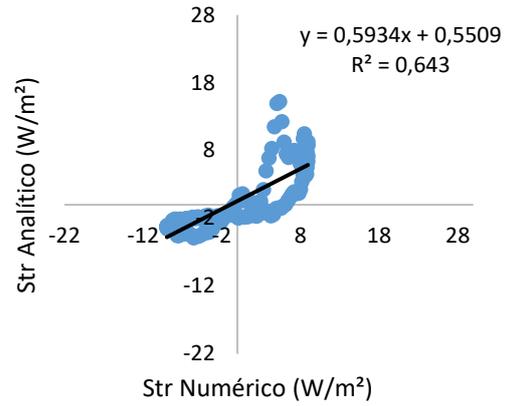
Mostram-se também as regressões lineares entre os modelos analítico e numérico, para um dia médio das fases terrestre e inundada. Percebe-se que houve uma maior dispersão de pontos durante a fase inundada (Figura 3.10), indicando que existiu uma menor correlação entre os modelos ($R^2 = 0,39$).

Como se teve a presença de coluna de água, o que representou a maior parte da TAE total (S_{total}), nota-se que S_{total} mais que dobrou na fase inundada, sendo necessário o uso de diferentes escalas na Figura 3.10.

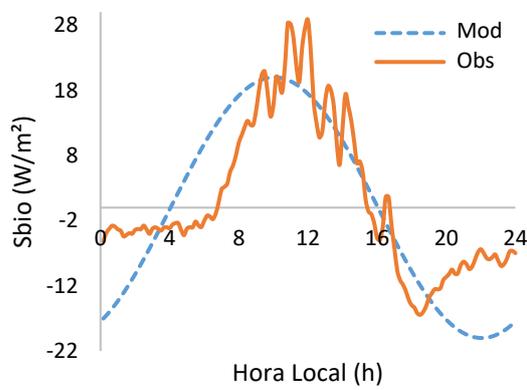
a)



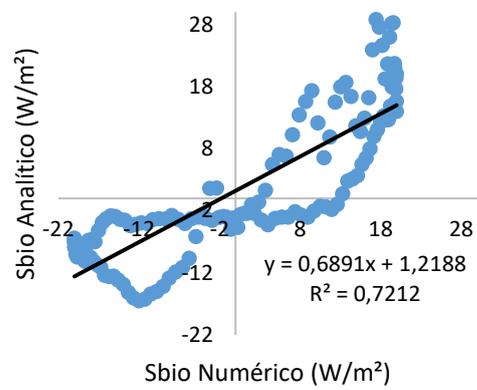
b)



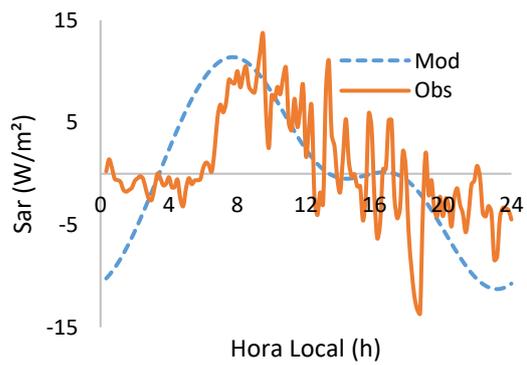
c)



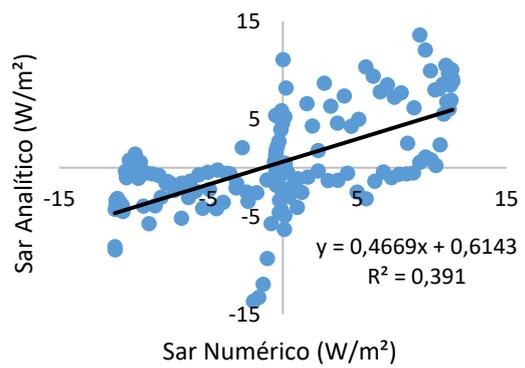
d)



e)



f)



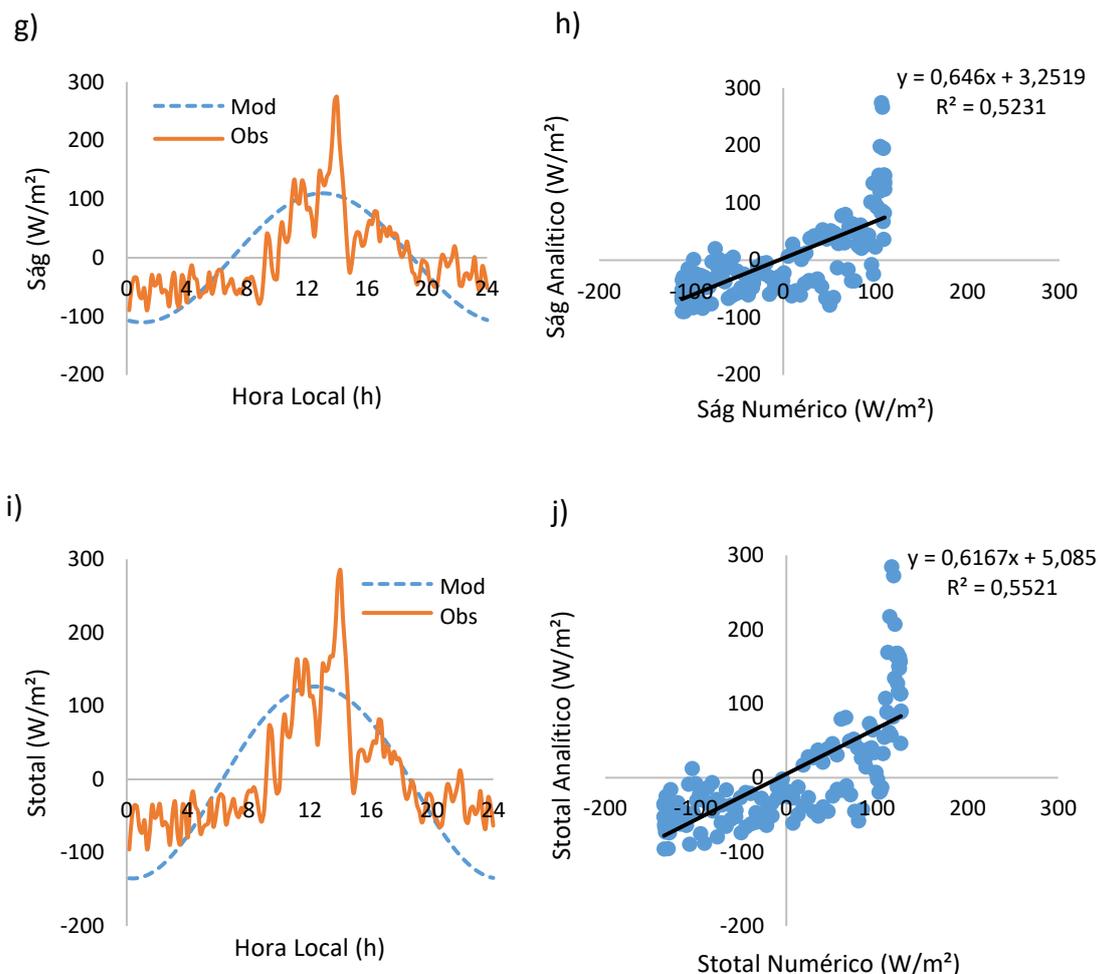


Figura 3.10 – Comportamentos diários e regressões dos métodos analítico e numérico, em um dia médio da fase inundada, das TAE (S) nos troncos (a, b), biomassa (c, d), ar (e, f), água (g, h) e total (i, j).

3.4 Fluxos de Calor Sensível e Latente

O modelo utilizado mostrou-se eficaz na fase terrestre, porém, na fase inundada, falhou em representar com precisão o calor latente, pois LE deveria ser maior que H ao longo dessa fase, devido à presença de água. Portanto, houve uma considerável diminuição do fluxo de calor latente e um pequeno aumento do fluxo de calor sensível na fase inundada. O aumento de H está indiretamente ligado a maiores valores de radiação solar incidente na fase inundada, que provocaram maiores gradientes de temperatura entre a superfície ativa da floresta (dossel) e a atmosfera. Parte da diminuição do fluxo de calor latente, possivelmente, se deve à presença da coluna de água na superfície da floresta, de forma que parte da energia utilizada, anteriormente, para a evapotranspiração, passou a ser armazenada na coluna de água.

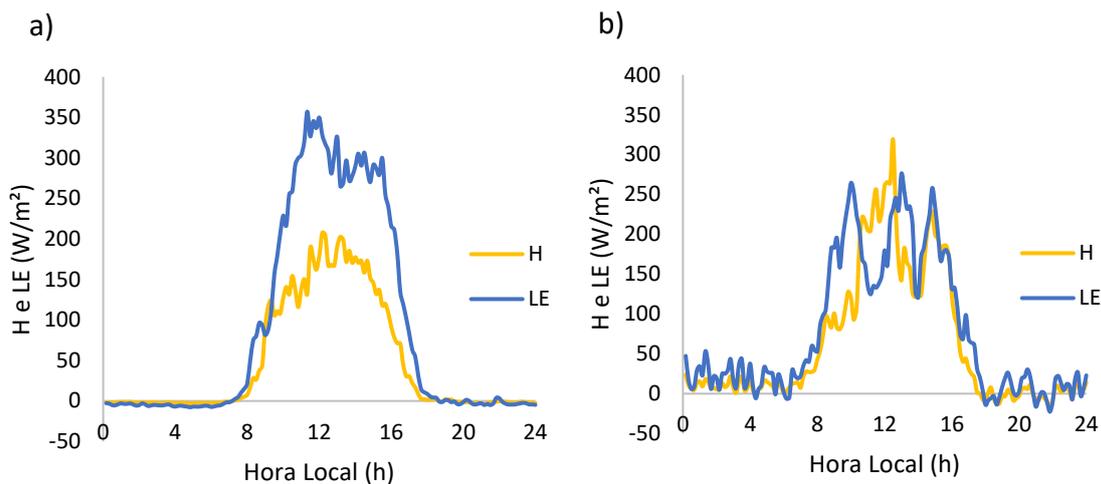


Figura 3.11 – Perfis médios diários dos calores sensível e latente, na fase terrestre (a) e fase inundada (b).

3.5 Balanço de Energia

A Figura 3.12 apresenta os perfis médios diários dos fluxos de energia que compõem o balanço de energia, ou melhor, R_n , H , LE , S e G , para os dias médios de cada fase. Esta Seção concentrar-se-á na análise da partição e do balanço de energia para os períodos considerados.

As razões entre os somatórios totais diários de cada um dos componentes não-radiativos (H , LE , S e G) e do saldo de radiação, R_n , apresentam-se na Tabela 3.3, para a fase terrestre, e na Tabela 3.4, para fase inundada, com o intuito de se quantificar a partição de R_n nos outros componentes do balanço.

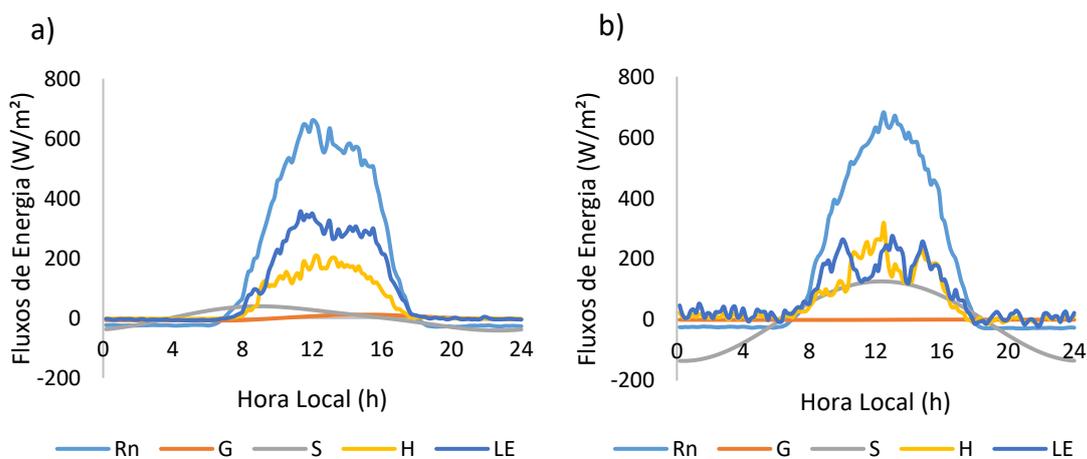


Figura 3.12 – Perfil médio diário do balanço de energia na fase terrestre (a) e inundada (b)

Tabela 3.3 – Porcentagem representativa de cada componente na fase terrestre

Componente	%
G	1,1
LE	59,0
H	32,2
S	1,6
Ebr	93,9

Tabela 3.4 – Porcentagem representativa de cada componente na fase inundada

Componente	%
G	0,0
LE	-353,9
H	436,1
S	17,7
Ebr	99,9

Em razão da falha do modelo em representar os fluxos de H e LE para a fase inundada, a discussão limitar-se-á à fase terrestre. De acordo com o esperado e apresentado na Seção 2, a floresta utilizou a maior parte do saldo de radiação diário para o processo de evapotranspiração, de forma que a razão $\frac{LE}{R_n}$ ficou em torno de 59,0 %. Cerca de 32,2 % da energia total de R_n , foi empregada no aquecimento da atmosfera acima do dossel da floresta por meio de turbulência térmica. Na estação inundada, 17,7 % de R_n foi armazenada pela floresta e, na estação seca, 1,6 %. A presença de coluna de água fez com que a energia empregada para o fluxo de calor no solo diminuísse de 1,1 % (fase terrestre) para valores próximos de 0,0 % (fase inundada) do saldo de radiação.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Para o entendimento dos efeitos que as florestas inundáveis da Amazônia podem provocar nas trocas de energia e de carbono com a atmosfera, são necessários volumes maiores de estudos. Diante de tal escassez, o presente trabalho de conclusão de curso caracterizou os fluxos e o balanço de energia, por meio de modelos matemáticos e de cálculo numérico, para dados coletados entre 25 de novembro de 2009 e 31 de agosto de 2010, num sítio de floresta de várzea localizado na Amazônia central, na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá (RDSDM), localizada a noroeste da cidade de Tefé-AM (em torno de 500 km de Manaus).

A partir dos principais resultados, verificou-se que a modelagem matemática, mesmo apresentando baixa precisão na representação das temperaturas e dos fluxos para o período com a presença de coluna de água na floresta estudada, conseguiu acompanhar, satisfatoriamente, os perfis dessas grandezas, com os melhores resultados observados, claramente, para a fase terrestre. Percebeu-se que uma das principais falhas da modelagem ocorre para o cálculo do armazenamento de energia para horas antes do amanhecer, quando o modelo apresenta ganho de energia (taxa de armazenamento positiva) às 4 HL, o que não corresponde à realidade física, pois o armazenamento é positivo somente a partir do nascer-do-sol, por volta das 6 HL.

Para futuros trabalhos, recomenda-se o uso de outros métodos para as estimativas dos fluxos de calor sensível e latente, pelo fato do método da Razão de Bowen não ter logrado êxito para a fase inundada. Já na modelagem matemática das séries de temperatura, sugere-se o uso de dois harmônicos: um para o horário da temperatura mínima do ar (em torno das 5 HL) e outro para o horário da temperatura máxima (por volta das 13 HL). Dessa forma, pode-se minimizar a deficiência do modelo em representar o armazenamento para as primeiras horas do dia. Pode-se usar, também, as séries ou transformadas de Fourier para a obtenção de perfis mais precisos, ainda que esta seja demasiadamente dependente de dados coletados.

REFERÊNCIAS

ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; VON RANDOW, C.; MANZI, A. O.; CULF, A. D.; GASH, J. H. C.; VALENTINI, R.; KABAT, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 58-1,58-20, set./out. 2002.

ARYA, S. P. **Introduction to micrometeorology**. San Diego: Academic Press, 2001. 307 p.

AYRES, J. **As matas de várzea do Mamirauá**. Brasília: CNPq, 1995. 123 p.

BLANKEN, P.D.; BLACK, T. A.; YANG, P. C.; NEUMANN, H. H.; NESIC, Z.; STAEBLER, R.; DEN HARTOG, G.; NOVAK, M. D.; LEE, X. Energy balance and canopy conductance of a boreal aspen forest: partitioning overstory and understory components. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D24, p. 28915-28927, dez. 1997.

CULF, A. D.; FOKEN, T.; GASH, J. H. C. The energy balance closure problem. In: KABAT, P.; CLAUSSEN, M.; DIRMEYER, P. A.; GASH, J. H. C.; GUENNI, L. B.Ç MEYBECK, H.; PIELKE, R. A.; VÖRÖSMARTY, C.; HUTJES, R. W. A.; LÜTKEMEIER, S. (Ed.). **Vegetation, water, humans and the climate: a new perspective on an interactive system**. Berlin: Springer, 2004. cap. B.2, p. 159-166.

CUMMINGS, D. L.; KAUFFMAN, J. B.; PERRY, D. A.; HUGHES, R. F. Aboveground biomass and structure of rainforests in the southwestern Brazilian Amazon. **Forest Ecology and Management**, v. 163, n. 1-3, p. 293-307, jun. 2002.

FEARNSIDE, P. M. Wood density for estimating forest biomass in Brazilian Amazonia. **Forest Ecology and Management**, v. 90, n. 1, p. 59-87, jan. 1997.

FINNIGAN, J.; PAW U, K. T.; SHAW, R. H.; SNYDER, R. L. Advanced Short Course on Agricultural, Forest and Micrometeorology. In: CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, BOLOGNA, 2001. p. 286.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, jun. 1998.

GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley, 1996. 611 p.

GIELOW, R.; MICHILES, A. A. S. **Estimativas da taxa de armazenamento de energia e análise do seu papel no balanço de energia em regiões de florestas inundáveis na Amazônia Central**. São José dos Campos, SP: INPE, 2006.

HIGUCHI, N.; SANTOS, J; RIBEIRO, R.J.; MINETTE, L.; BIOT, Y. Biomassa da parte aérea da vegetação da floresta tropical úmida de terra firme da Amazônia brasileira. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 153-166, jun. 1998.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004. 535 p.

INCROPERA, F.P.; DEWITT D.P.; BERGMAN, T.H.; LAVINE, A.S. **Fundamentals of Heat and Mass Transfer**. New York: John Wiley & Sons, 2007. 1070p.

INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTÁVEL MAMIRAUÁ. **Banco de dados fluviométrico da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá**. Disponível em: <<http://www.mamiraua.org/fluviometrico/>>. Acesso em: 20 mar. 2019.

_____. **Banco de dados climático da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá**. Disponível em: <<http://www.mamiraua.org/clima/>>. Acesso em: 20 mar. 2019.

JUNK, W.J.; BAYLEY, P.B.; SPARKS, R.E. The flood pulse concept in river-floodplain systems. **Canadian Journal of Fishers and Aquatic**, 106: 110-127, 1989.

MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D.; CLEMENT, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 45-1–45-17, set/out. 2002.

MARSHALL, D. C. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. **Plant Physiology**, v. 33, n. 6, 385-396, nov. 1958.

MICHILES, A. A. S. **Taxas de armazenamento de energia e fluxos de calor nos troncos em floresta de terra firme na Amazônia central**. 2004-02-27. 215 f. (INPE-12323-TDI/992). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

_____. **Taxas de armazenamento térmico na biomassa e balanço de energia em superfície para áreas de floresta de terra firme na Amazônia**. 2009. 184 f. (INPE-15771-TDI/1514). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

_____ GIELOW, R. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 917-930, Jun. 2008.

MOLION, L. C. B. Micrometeorology of an Amazonian rain forest. In: Dickinson, R. E. (ed.) **The geophysiology of Amazonia – vegetation and climate interactions**. New York: John Wiley & Sons, 1987. cap. 14, p. 255-272.

MONTENY, B. A.; BARBIER, J. M.; BERNOS, C. M. Determination of the energy exchanges of a forest-type culture: *Hevea brasiliensis*. In: Hutchison, B. A.; Hicks,

B. B. (Ed.) **The forest-atmosphere interaction**. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1985. cap. 14, p. 211-233.

MOORE, C. J.; FISCH, G. Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 38, n. 1-3, p. 147-169, out. 1986.

NOGUEIRA, E. M.; FEARNSTIDE, P. M.; NELSON, B. W.; BARBOSA, R. I.; KEIZER, E. W. H. Estimates of forest biomass in the Brazilian Amazon: new allometric equations and adjustments to biomass from wood-volume inventories. **Forest Ecology and Management**, v. 256, n. 11, p. 1853-1867, nov. 2008.

OKE, T. R. **Boundary layer climates**. New York: Methuen, 1987. 435 p.

OLIVEIRA, M. B. L. **Balço de energia e caracterizao do microclima do pantanal sul matogrossense em perodos de cheia e de seca**. 2004. 123 f. Dissertao (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004.

PAROLIN, P.; DE SIMONE, O.; HAASE, K.; WALDHOFF, D.; ROTTENBERG, S.; KUHN, U.; KESSELMEIER, J.; KLEISS, B.; SCHMIDT, W.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W. J. Central Amazonian floodplain forests: tree adaptations in a pulsing system. **The Botanical Review**, v. 70, n.3, p. 357-375, jul./set. 2004.

PEIXOTO, J. M. A. **Monitoramento da dinmica da geomorfologia fluvial da Reserva de Desenvolvimento Sustentvel Mamirau, por tcnicas de sensoriamento remoto**. 2007. 132 f. Dissertao (Mestrado em Cincias de Florestas Tropicais) – Instituto Nacional de Pesquisas da Amaznia, Manaus, 2007.

QUEIROZ, H. L. A Reserva de Desenvolvimento Sustentvel Mamirau: um modelo de alternativa viavel para a proteo e conservao da biodiversidade na Amaznia. **Dossiê Amaznia II – Revista de Estudos Avanados – IEA/USP**, 19(54): 183-203, 2005.

SCHÖNGART, J.; PIEDADE, M.T.F.; WITTMANN, F.; JUNK, W.J.; WORBES, M. Wood growth patterns of *Macrolobium acaciifolium* (Benth.) Benth. (Fabacea) in Amazonian black-water and white-water floodplain forests. **Oecologia**, 145(3): 454-461, 2005.

SEARS, F. W.; SALINGER, G. L. **Thermodynamics, Kinetic Theory, and Statistical Thermodynamics**. New York: Addison-Wesley, 1975. 404 p.

SELLERS, W. D. **Physical climatology**. Chicago: The University of Chicago Press, 1966. 272 p.

SHUTTLEWORTH, W. J.; GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; MOORE, C. J.; ROBERTS, J.; MARQUES, A.; FISCH, G.; SILVA, V.; RIBEIRO, M. G.; MOLION, L. C. B.; SÁ, L. A.; NOBRE, C. A.; CABRAL, O. M. R.; PATEL, S. R.; MORAES, J. C. Eddy-correlation measurements of energy partition for Amazonian rainforest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, n. 466, p. 1143-1162, 1984.

SILVA, R. P. **Alometria, estoque e dinâmica da biomassa de florestas primárias e secundárias na região de Manaus (AM)**. 2007. 152 f. Tese (Doutorado em Ciências de Florestas Tropicais) – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2007.

SILVA, L. P. **Monitoramento Ambiental e Análise dos Fluxos de Energia em Florestas de Várzea da Amazônia**. 2010. 74 f. Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade do Estado do Amazonas, Escola Superior de Tecnologia, Curso de Graduação em Meteorologia, 2010.

SOCIEDADE CIVIL MAMIRAUÁ. **Plano de manejo da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Mamirauá**. Manaus, AM: CNPq/IPAAM, Governo do Estado do Amazonas, 1996.

WILSON, K.; GOLDSTEIN, A.; FALGE, E.; AUBINET, M.; BALDOCCHI, D.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C.; CEULEMANS, R.; DOLMAN, H.; FIELD, C.;

GRELLE, A.; IBROM, A.; LAW, B. E.; KOWALSKI, A.; MEYERS, T.; MONCRIEFF, J.; MONSON, R.; OECHEL, W.; TENHUNEN, J.; VALENTINI, R.; VERMA, S. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, n. 1-4, p. 223-243, dez. 2002.

WITTMANN, F.; PAROLIN, P. Aboveground roots in Amazonian white-water forests. **Biotropica**, 37: 609–619, 2005.

_____ ANHUF, D.; JUNK, W. J. Tree species distribution and community structure of Central Amazonian várzea forests by remote-sensing techniques. **Journal of Tropical Ecology**, v. 18, p. 805-820, fev. 2002.

_____ JUNK, W. J. Sapling communities in Amazonian white-water forests. **Journal of Biogeography**, v. 30, n. 10, p. 1533-1544, 2003.

_____ JUNK, W. J.; PIEDADE, M. T. F. The várzea forests in Amazonia: flooding and the highly dynamic geomorphology interact with natural forest succession. **Forest Ecology and Management**, v. 196, p. 199-212, fev. 2004.

WORBES, M. The forest ecosystem of the floodplains. In: JUNK, W. (ed.). **The central Amazon floodplain: ecology of a pulsating system**. Springer Verlag, Heidelberg, 1997. Ecological Studies Vol. 126, p. 223–265.