

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**FLUXO DE CALOR LATENTE EM UMA FLORESTA
TROPICAL DA AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE DE
SÉRIES TEMPORAIS COM *WAVELETS* E DO
PRODUTO MOD16**

NARA LUÍSA REIS DE ANDRADE

ORIENTADORA: PROF^a. DR^a. LUCIANA SANCHES

Cuiabá, MT
Maio de 2013

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO
INSTITUTO DE FÍSICA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA AMBIENTAL

**FLUXO DE CALOR LATENTE EM UMA FLORESTA
TROPICAL DA AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE DE
SÉRIES TEMPORAIS COM *WAVELETS* E DO
PRODUTO MOD16**

NARA LUÍSA REIS DE ANDRADE

*Tese apresentada ao programa de pós-
graduação em Física Ambiental da
Universidade Federal de Mato Grosso,
como parte dos requisitos para obtenção
do título de Doutora em Física Ambiental.*

ORIENTADORA: PROF^a. DR^a. LUCIANA SANCHES

Cuiabá, MT
Maio de 2013



[Redacted text block]

DEDICATÓRIA

À minha querida e eterna: Rosângela Reis
(*in memoriam*). Mãe, companheira e
exemplo, fonte de toda força, coragem e
doçura.

“A força não provém da capacidade física, mas da vontade férrea.”

“Se tivéssemos que escolher entre o conhecimento e a virtude, a última seria sem dúvida a melhor escolha, pois é mais valiosa. O bom coração que é fruto da virtude é por si só um grande benefício para a humanidade. O mero conhecimento não.”

Dalai-Lama

Tudo que nos é dado, cabe apenas agradecer.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a pessoa que me concedeu o dom da vida, e ensinou por meio de seu exemplo princípios de amor, gratidão e perseverança, minha sempre querida e amada mãe Rosangela Reis;

À minha orientadora prof.^a Dr.^a Luciana Sanches, pela amizade, compreensão, além de tantos conhecimentos compartilhados ao longo desses anos, cujo incentivo e motivação tornaram este trabalho possível;

Ao coordenador prof. Dr. José de Souza Nogueira (Paraná), sempre disposto a ajudar, aconselhar e me incentivar rumo ao crescimento intelectual e pessoal;

A prof.^a Dr.^a Marta Nogueira, pelo apoio e acolhimento de sempre;

À Soilce e ao Cesário, pela amizade e boa vontade para auxiliar nas questões burocráticas;

Aos colegas do grupo de Pós-graduação em Física Ambiental, pelo apoio e amizade ao longo desses anos, em especial: Flávia Maria, Maricéia Vilani, Andrea Carla, Erondina Azevedo, Osvaldo (Fu) e as queridas Ludymilla Barboza (juntamente com o amigo Gabriel), Ângela Santana e Renata Aguiar, que além do ombro amigo, me ofereceram abrigo e me acolheram na cidade de Cuiabá;

Aos componentes da banca Osvaldo Borges, Vinícius Capistrano, Denilton Gaio pelas importantes contribuições dadas a este trabalho, e agradecimento especial à Maricéia Vilani por compartilhar seus conhecimentos em análises de *wavelets*;

Aos demais professores do Programa de Pós-Graduação em Física Ambiental, por compartilhar seus conhecimentos e experiências, em especial ao Peter Zeilhofer, pelos ensinamentos na área de sensoriamento remoto;

Ao João Gilberto, meu companheiro de todas as horas, cujo amor me deu forças para encarar toda e qualquer atribulação, e ao caminhar lado a lado me permitiu seguir em frente;

A CAPES, órgão financiador da minha bolsa de pesquisa;

Deste modo, diante da certeza de que só nada somos nem conquistamos, agradeço a cada um com quem tive o prazer de compartilhar essa importante etapa de minha jornada!

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS	viii
LISTA DE ABREVIATURAS	x
LISTA DE SÍMBOLOS	xii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REFERENCIAL TEÓRICO	5
2.1 ALTERAÇÕES NO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO NA REGIÃO AMAZÔNICA E O CLIMA	5
2.2 BALANÇO DE ENERGIA.....	9
2.2.1 Partição de energia em ecossistemas tropicais	11
2.2.2 Fluxo de calor latente e evapotranspiração em ecossistemas tropicais	12
2.3 SÉRIE TEMPORAL	15
2.3.1 As <i>wavelets</i>	16
2.3.2. Transformada <i>wavelet</i>	17
2.3.3 Aplicação da transformada de <i>wavelet</i> em estudos de fenômenos atmosféricos ...	20
2.4 SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO	22
3 MATERIAL E MÉTODOS	24
3.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....	24
3.2 INSTRUMENTAÇÃO.....	26
3.2.1. Instrumentos Utilizados na Medição das Variáveis Micrometeorológicas	26
3.2.2. Instrumentos Utilizados na Determinação dos Fluxos de Energia	28
3.3. MÉTODO DE <i>WAVELET</i> DE MORLET	29
3.3.1 O Espectro de Energia das <i>wavelets</i>	30
3.4 PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO.....	30
3.4.1 Características do sensor MODIS	30
3.4.2 Algoritmo de evapotranspiração global MOD16	32
3.4.3 Processamento e análise dos dados dos produtos MODIS	34
3.5 TRATAMENTO DOS DADOS	39
3.5.1 Dados do microclima	39

3.5.2. Dados para análises de <i>wavelets</i>	41
3.5.3 Dados comparativos com produtos de sensoriamento remoto	42
3.6 ANÁLISES ESTATÍSTICAS DOS DADOS	43
4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS	45
4.1 CARACTERIZAÇÃO DOS COMPONENTES MICROCLIMÁTICOS	46
4.1.1 Condições micrometeorológicas.....	46
4.1.1.1 <i>Análise do ciclo diário e das médias mensais dos componentes micrometeorológicos</i>	46
4.1.1.2 <i>Análise das variações sazonais</i>	49
4.1.1.3 <i>Variações interanuais</i>	51
4.1.2 Fluxos de energia no ecossistema.....	54
4.1.2.1 <i>Análise do ciclo diário e das médias mensais dos fluxos de energia</i>	54
4.1.2.2 <i>Análise das variações sazonais</i>	57
4.1.2.3 <i>Variações interanuais</i>	60
4.1.3. Interações microclimáticas	62
4.2 ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS	69
4.2.1 Transformada de <i>wavelet</i>	69
4.2.2.1 <i>Análises em escala de frequência a cada 30 minutos</i>	70
4.2.2.2 <i>Análises com dados diários</i>	101
4.3 ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR LATENTE POR MEIO DO PRODUTO DE SENSORIAMENTO REMOTO MOD16.....	110
4.3.1 validação do algoritmo MOD16 para o sítio REBIO Jarú.....	110
4.3.1.1 <i>Validação do fluxo de calor latente médio de oito dias</i>	110
4.3.1.2 <i>Validação do fluxo de calor latente em longo prazo (médias mensais, estacionais e anuais)</i>	114
4.3.2 Controle da variação do fluxo de calor latente	117
4.3.2.1 <i>Fatores relacionados à escala espacial</i>	117
4.3.2.2 <i>Fatores relacionados a variáveis microclimáticas e características da vegetação</i>	123
4.4 ASPECTOS GERAIS RELATIVOS AOS MÉTODOS DE ANÁLISE TEMPORAL E ESPACIAL APLICADOS AO FLUXO DE CALOR LATENTE	129
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	132
6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	134

i) Considerar a sazonalidade, bem como os períodos dominantes da região, ao se conceber modelos e/ou previsões para esta localidade;	134
ii) Extrair as frequências dominantes do LE_{MOD} e comparar com as frequências dominantes do LE_{EC} ;.....	134
iii) Parametrizar o algoritmo MOD16 adequadamente, de acordo com a classificação “floresta tropical semidecidual”;.....	134
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	135

RESUMO

ANDRADE, N.L.R. *Fluxo de calor latente em uma floresta tropical da Amazônia: análise de séries temporais com wavelets e do produto MOD16*. Cuiabá, 2013. 168f. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Física Ambiental, Universidade Federal de Mato Grosso.

As mudanças de uso e ocupação do solo ocorridas nas últimas décadas, bem como a magnitude dos fluxos à superfície na região Amazônica, são elementos preponderantes para a discussão no que tange a interação atmosfera - biosfera nesse ecossistema. Deste modo, o presente estudo objetivou (i) caracterizar o microclima e (ii) aplicar ferramentas de análise temporal e espacial, que auxiliem no entendimento do fluxo de calor latente (LE). Para isso, foram utilizados dados de 2004 a 2010 de saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR), velocidade do vento (u) e fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) medidos em uma torre micrometeorológica localizada na reserva biológica do Jaru (REBIO Jaru), no sudoeste da Amazônia. Para a abordagem metodológica também foram utilizados dados de produtos do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), com enfoque na estimativa de evapotranspiração global (MOD16), em diferentes resoluções espaço-temporais. A transformada de *wavelet* de Morlet foi empregada para análise das séries temporais em escalas horária e diária. Por meio da realização deste estudo foi possível identificar a existência de padrões sazonais bem definidos, com diferenciação entre as estações e variações no microclima ao longo dos anos, com incremento das variáveis T e H e diminuição da UR e do LE. A transformada de *wavelet* permitiu identificar os níveis de energia das oscilações ocorridas em LE, Rn, T e UR, possibilitando a detecção de variâncias condizentes com o comportamento dos dados de microclima, o que demonstrou a aplicabilidade do método para detecção de padrões de difícil identificação. Com relação ao LE estimado pelo MOD16, foi verificada similaridade entre as médias anuais do modelo e dos dados observados. Entretanto, as variações em períodos mais curtos não foram bem representadas, exceção feita às médias mensais da estação seca. Um fator que pode ocasionar as diferenças mencionadas é o fato do produto do LE do MOD16, ao utilizar médias de 8 dias, não capturar os efeitos das oscilações ocorridas em períodos menores (12 e 24h, 2 e 4 dias), identificadas nas análises de *wavelet*.

Palavras-chave: Fluxos de energia, *wavelet* de Morlet, produto MODIS, variações espaço-temporais.

ABSTRACT

ANDRADE, N.L.R. *Latent heat flux in an Amazonian tropical forest: a temporal series with wavelets and MOD16 product analysis*. Cuiabá, 2013. 168f. Thesis (Doctor) - Environmental Physics Program, Federal University of Mato Grosso.

The land use changes occurred in recent decades, as well as the magnitude of the surface fluxes in the Amazon region, are preponderant elements for discussion regarding the atmosphere - biosphere interaction in this ecosystem. The present study aimed (i) to characterize the microclimate and (ii) apply temporal and spatial analysis tools to help in the understanding of latent heat flux (LE). For this, were used data from 2004 to 2010 of net radiation (Rn), air temperature (T), air relative humidity (RH), wind speed (u) and sensible (H) and latent (LE) heat fluxes measured in a micrometeorological tower in the Jaru Biological Reserve (REBIO Jaru), in southwestern of Amazonia. For the methodological approach were also used data products from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), with focus on the algorithm for global evapotranspiration estimation (MOD16). The wavelet of Morlet transform was used for a time series analysis, in hourly and daily scales. With this study it was possible to identify the existence of well-defined seasonal patterns, with differentiation between the seasons and variations in the microclimate over the years, with an increase of the variables T and H and decreased of RH and LE. The wavelet transform allowed to identify the dominant periods as well as the fluctuations of the energy levels occurring in LE, Rn, T and RH, enabling the detection of variances consistent with the behavior of microclimate data, which demonstrated the applicability of this method to detecting patterns difficult to identify. With respect to LE estimated by MOD16, similarity was found between the annual averages of the model and the measured data. However, the variations over shorter periods were not well represented, except by the monthly averages of the dry season. One factor that may cause the differences mentioned is the fact that the LE MOD16 product, using eight days averages, do not capture the effects of fluctuations that occurs in shorter periods (12 and 24h, 2 and 4 days), previously identified in the wavelet analysis.

Key-words: energy fluxes, *wavelet of Morlet*, MODIS product, spatial and temporal variations.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Carta Imagem da Reserva Biológica do Jaru (Imagem CBERS/jun-2006).	6
Figura 2. Interações entre clima global, uso da terra, fogo, hidrologia, ecologia e dimensões humanas. Fatores considerados como forçantes são indicados em vermelho, processos passíveis de ocorrência, em verde, e consequências para a sociedade humana, em azul.	8
Figura 3. Esquema de um plano tempo versus frequência. A letra ξ (csi) representa a frequência, t o tempo e j a dilatação.....	18
Figura 4. Média mensal da precipitação na REBIO Jaru, anos de 1999 a 2010.	25
Figura 5. Localização da área em estudo e da torre micrometeorológica da Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru).	26
Figura 6. Anemômetro sônico tridimensional e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (a), anemoscópio (b), pluviômetro (c), anemômetro (d) e conjunto saldo radiômetro (e) instalados na torre micrometeorológica da Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru).....	28
Figura 7. Fluxograma de desenvolvimento do algoritmo de evapotranspiração do MODIS (MOD16).	33
Figura 8. Classificação de biomas do produto MCD12Q1 na área da Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru). Os quadrados com linhas tracejadas representam os pixels, LE_{MOD1X1} representa o pixel central, onde está localizada a torre micrometeorológica, e LE_{MOD} representa uma área de 3x3 pixels no entorno da torre.	36
Figura 9. Rosa dos ventos para determinação da direção predominante dos ventos na REBIO Jaru, nas estações úmida (a), úmida-seca (b), seca (c) e seca-úmida (d).....	37
Figura 10. Ciclo diário ($\pm DP$) de saldo de radiação (a), temperatura do ar (b), velocidade do vento (c) e umidade relativa do ar (d), médias de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.	47
Figura 11. Média anual de saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento nas estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, anos 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.	52
Figura 12. Ciclo diário mensal de saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento, anos 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. As linhas tracejadas em vermelho delimitam as mudanças de ano, e as barras em cinza, o desvio padrão.	53
Figura 13. Ciclo diário ($\pm DP$) do fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) do sítio REBIO Jaru, médias dos anos 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.	55
Figura 14. Média sazonal (estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida) dos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H), anos de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.	61
Figura 15. Dia médio mensal de fluxos de calor sensível e calor latente, de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. As linhas tracejadas em vermelho delimitam as mudanças de ano.	62
Figura 16. Relação entre R_n e H e entre R_n e LE . A equação da regressão linear ($y=ax+b$, em que a = coeficiente angular da reta e b = intercepção da reta) e o coeficiente de	

determinação (r^2) são apresentados, para um nível de significância de 5%. As estações úmida-seca em 2007 e 2008, seca em 2008 e seca-úmida em 2007 e 2008 não contêm dados.	64
Figura 17. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004, 2005 e 2009.	71
Figura 18. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004, 2005 e 2009.	72
Figura 19. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca, anos de 2004, 2005 e 2009.....	73
Figura 20. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004, 2005 e 2009.	74
Figura 21. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	75
Figura 22. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	76
Figura 23. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.	77
Figura 24. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	78
Figura 25. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009. 79	
Figura 26. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009.....	80
Figura 27. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca, anos de 2004 e 2009. ...	80
Figura 28. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009.....	81
Figura 29. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	82

Figura 30. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	82
Figura 31. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	83
Figura 32. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	84
Figura 33. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009.....	85
Figura 34. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009.....	86
Figura 35. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação seca, anos de 2004 e 2009....	86
Figura 36. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009.....	87
Figura 37. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	88
Figura 38. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	89
Figura 39. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	90
Figura 40. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	91
Figura 41. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação úmida, anos de 2004 e 2009.	92
Figura 42. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009.	92
Figura 43. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), para a estação seca, anos de 2004 e 2009.	93

Figura 44. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009.....	93
Figura 45. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.....	94
Figura 46. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	95
Figura 47. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	96
Figura 48. (a) Espectro horário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da <i>wavelet</i> (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.	97
Figura 49. (a) Espectro diário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do fluxo de calor latente (LE); (b) Espectro diário global da <i>wavelet</i> (GWP), para os anos de 2004, 2005 e 2009.	102
Figura 50. (a) Espectro diário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) do saldo de radiação (Rn); (b) Espectro diário global da <i>wavelet</i> (GWP), para os anos de 2004 e 2009.....	103
Figura 51. (a) Espectro diário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) da umidade relativa do ar (UR); (b) Espectro diário global da <i>wavelet</i> (GWP), para os anos de 2004 e 2009.....	104
Figura 52. (a) Espectro diário de energia local da <i>wavelet</i> (WPS) de temperatura do ar (T); (b) Espectro diário global da <i>wavelet</i> (GWP), para os anos de 2004 e 2009.....	105
Figura 53. Comparação de médias de oito dias entre LE_{EC} (círculos em vermelho) e LE_{MOD} , (linha escura) para o período de 2004 a 2009. As barras em cinza representam o desvio padrão ($\pm DP$) em relação à média dos pixels (grade 3 x 3), e as linhas tracejadas em cinza delimitam as mudanças de ano.	110
Figura 54. Comparação entre médias mensais de LE_{EC} e LE_{MOD} , de 2004 a 2009. As barras representam o desvio padrão ($\pm DP$), e os índices a-a indicam não haver diferença significativa entre os pares de dados mensais, e a-b indicam que há diferença significativa, para $\alpha = 0,05$, obtido por meio do teste T.....	115
Figura 55. <i>Box-plot</i> comparativo entre LE_{EC} e LE_{MOD} , para as estações úmida (a), úmida-seca (b), seca (c) e seca-úmida (d), com dados de 2004 a 2009. A linha central do <i>box-plot</i> representa a média do conjunto de dados, a parte inferior da caixa é delimitada pelo quartil inferior e a parte superior pelo quartil superior.....	116
Figura 56. Regressão linear entre médias mensais de fluxo de calor latente LE_{EC} e LE_{MOD} , em resolução espacial 3 x 3 e segundo a direção predominante dos ventos (LE_{MODu}), por estação, em que a = úmida, b = úmida-seca, c = seca e d = seca-úmida. A equação da regressão linear ($y=ax+b$, em que a = coeficiente angular da reta e b = intercepção da reta) e o coeficiente de determinação (r^2) são apresentados, para um nível de significância de 5%.....	122

Figura 57. Regressão linear entre médias anuais de fluxo de calor latente LE_{EC} e LE_{MOD} , em resolução espacial 3 x 3 (LE_{MOD}), de 2004 a 2009. A equação da regressão linear ($y=ax+b$, em que a = coeficiente angular da reta e b = intercepção da reta) e o coeficiente de determinação (r^2) são apresentados, para um nível de significância de 5%.....123

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Descrição dos instrumentos e alturas dos sensores instalados para medição da direção do vento, precipitação (Ppt), pressão atmosférica (Patm), saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR) e velocidade do vento (u) na torre da REBIO Jaru.	27
Tabela 2. Características do sensor MODIS.	31
Tabela 3. Características dos produtos MOD16A2, MOD15A2 e MCD43A.	34
Tabela 4. <i>Pixels</i> utilizados em testes de escala espacial.	35
Tabela 5. Resumo das variáveis de controle de qualidade (QC) do produto MOD16A2QC.	38
Tabela 6. Valores mínimos e máximos adotados para filtragem dos dados, e respectivas unidades de medidas das variáveis meteorológicas.	39
Tabela 7. Percentagens de dados utilizados e de falhas (entre parênteses) referentes às variáveis umidade relativa do ar (RH), velocidade do vento (u), saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H), de 2004 a 2010.	41
Tabela 8. Médias sazonais (\pm DP) e variação em torno da média (sendo os valores positivos maiores do que a média anual, e negativos, menores que a média anual) das variáveis saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), velocidade do vento (u) e umidade relativa do ar (UR), de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. Os índices ^{a,b,c,d} indicam conjuntos de dados que não apresentaram diferença significativa de variância ($\alpha \leq 0,05$) de acordo com o teste de Kruskal – Wallis.	50
Tabela 9. Médias mensais \pm DP de fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE), para o período de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.	56
Tabela 10. Médias sazonais, média anual e variação em torno da média anual (sendo os valores positivos maiores do que a média anual, e os negativos, menores que a média anual) dos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) para o período de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. Os índices ^{a e b} indicam conjuntos de dados que não apresentaram variância significativa ($\alpha < 0,05$) de acordo com o teste de Kruskal – Wallis.	58
Tabela 11. Matriz de correlação de Kendall dados do dia médio mensal (n=4032) das variáveis Rn, T, UR, H e LE, de 2004 a 2010. Todos os valores apresentados são significativos ($\alpha \leq 0,05$).	66
Tabela 12. Variação média interanual dos componentes microclimatológicos entre os anos de 2004 a 2010. O x representa a escala temporal, em relação ao dia médio mensal.	67
Tabela 13. Legenda da simbologia utilizada nas Tabelas 14 e 15.	98
Tabela 14. Dados de espectro horário de energia local (WPS) referente às variáveis LE, Rn, UR e T, com respectivos níveis de energia e persistência temporal para cada estação, sendo U: úmida; US: úmida – seca; S: seca e SU: seca – úmida.	99

Tabela 15. Dados de espectro diário de energia local (WPS) referente às variáveis LE, Rn, UR e T, com respectivos níveis de energia e persistência temporal.	106
Tabela 16: Duração de fenômenos atmosféricos associados à variância das <i>wavelets</i>	108
Tabela 17. Correlação de Pearson (LE_{EC} versus LE_{MOD}), incluindo <i>p-value</i> (entre parênteses), percentual de diferença entre as médias e RMSE (Raiz do erro médio quadrático) para a composição de 8 dias, durante as estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, e de 2004 a 2009.	112
Tabela 18. Média ($\pm DP$), diferença das médias (%) e coeficiente de correlação de Pearson (incluindo α) entre LE_{EC} e LE_{MOD} , em diferentes arranjos espaciais (LE_{MOD1X1} , LE_{MOD} , $LE_{MOD3X3F}$, LE_{MODu}), percentual de diferença entre as médias e RMSE (Raiz do erro médio quadrático) das médias mensais, durante as estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, e das médias anuais de 2004 a 2009.	119
Tabela 19. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação úmida, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$	124
Tabela 20. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação úmida-seca, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$	125
Tabela 21. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação seca, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$	125
Tabela 22. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação seca-úmida, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$	126
Tabela 23. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, ano de 2009 ($n=37$). Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$	127
Tabela 24. Conjunto de variáveis significativamente correlacionadas ($\alpha < 0,05$) com os fluxos de calor latente medido pelo sistema <i>eddy covariance</i> (LE_{EC}), estimado pelo MOD16 com resolução 3 x 3 (LE_{MOD}) e estimado pelo MOD16 considerando a direção predominante dos ventos (LE_{MODu}), nas estações úmida (U), úmida-seca (US), seca (S) e seca-úmida (SU), e ao longo de todo o ano.	128

LISTA DE ABREVIATURAS

BOC - Balanço de Ondas Curtas

BOL - Balanço de Ondas Longas

CO₂ - Dióxido de Carbono

COI - Cone de Influência

CWT - *Continuous Wavelet Transform*

DP - Desvio Padrão

DWT - *Discrete Wavelet Transform*

E – Leste

ENE -Leste-nordeste

Er – Energia emitida por um corpo

ESE - Leste-sudeste

ET - Evapotranspiração

fPAR - Fração da radiação fotossinteticamente ativa

G – Fluxo de calor no solo

GMAO - *Global modeling and assimilation Office*

GWP - Potência Global de *wavelet*

H - Fluxo de calor sensível

H₂O – Água

IC - Intervalo de confiança

ICMBio - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC - *Intergovernmental Panel on Climate Change*

IAF - Índice de área foliar

LBA - Experimento de grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia

LE - Fluxo de calor latente

LE_{EC}- Fluxo de calor latente medido pelo *eddy covariance*

LE_{MOD} -Fluxo de calor latente estimado pelo MOD16

LE_{MOD1X1} - Fluxo de calor latente estimado pelo MOD16, com resolução espacial de 1 x 1 km

LE_{MODF} - Fluxo de calor latente estimado pelo MOD16, com pixels representativos de áreas florestadas

LE_{MODu} - Fluxo de calor latente estimado pelo MOD16, com pixels representativos da direção predominante dos ventos

LPDAAC - *Land Processes Distributed Active Archive Center*

MCD12Q1 - Produto de uso e cobertura da terra

MCD43A – Produto de albedo da superfície

MOD15A2 - Produtos do MODIS IAF e fPAR

MOD16 - Produto de evapotranspiração global

MOD16A2 - MOD16 médias de 8 dias e mensais

MOD16A2QC – Controle de qualidade do produto de evapotranspiração global.

MOD16A3 - MOD16 médias anuais

MODIS - *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

N – Norte

NASA - *National Aeronautics and Space Administration*

NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*

NE – Nordeste

NNE - Norte-noroeste

NNW - Norte-noroeste

NOAA - *National Oceanic and Atmospheric Administration*

NW – Noroeste

P - Fotossíntese

Patm - Pressão atmosférica

PET - Evapotranspiração potencial

PLE - Fluxo de calor latente potencial

Ppt – Precipitação

QC - controle de qualidade

Ra – Radiação retransmitida pelas nuvens

REBIO Jaru - Reserva Biológica do Jaru

RI - Radiação de ondas longas

RMSE - Raiz do erro médio quadrático

Rn - Saldo de radiação

Rs - Albedo

S - Energia armazenada na biomassa e no dossel

S - Estação seca
S – Sul
SE –Sul-sudeste
SSE - Sul-sudeste
SSW - Sul-sudoeste
SU - Estação seca-úmida
SW - Sudoeste
T - Temperatura do ar
TJF - Transformada janelada de Fourier
TSM - Temperatura de superfície marítima
U - Estação úmida
u - Velocidade do vento
UR- Umidade relativa do ar
US - Estação úmida-seca
v - Direção do vento
VPD - Déficit de pressão de vapor
W – Oeste
WNW - Oeste-noroeste
WPS - Potências espectrais de *wavelets* locais
WSW - Oeste-sudoeste
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

ψ - Psi, denota uma função *wavelet*

C_p - Calor específico do ar

M_a - Massa molecular do ar seco

M_w - Massa molecular do ar úmido

r_a - Resistência aerodinâmica

r_s - Resistência superficial da vegetação

γ - Constante psicrométrica

ε - Emissividade do corpo

ρ - Densidade do ar

σ - Constante de Stefan-Boltzmann

INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

As florestas do mundo têm sido cada vez mais evidenciadas, visto que influenciam o clima por meio de agentes físicos, químicos e biológicos que afetam a energética planetária, o ciclo hidrológico e a composição atmosférica. Diante das incertezas sobre as mudanças climáticas globais, os serviços ambientais prestados por estas interações florestas-atmosfera, que ocorrem de forma complexa, se tornam ainda mais em voga, tendo em vista o potencial de atenuar ou ampliar as alterações climáticas antropogênicas (BONAN, 2008).

Nesse contexto, a Amazônia brasileira alcança destaque internacional, devido à sua elevada biodiversidade e a magnitude das trocas de massa e energia por ela realizada, sendo considerada a maior fonte de evapotranspiração continental, entre vários outros fatores que a coloca em patamar de atenção sobre sua conservação e manutenção, como o fato de atuar como condutora da circulação atmosférica global e do ciclo hidrológico (WERTH e AVISSAR, 2004; FISHER et al., 2009).

Além disso, as atenções direcionadas para a referida região é justificada pela intensificação, cada vez maior, dos processos de mudança no uso e ocupação do solo, com substituição da vegetação nativa por pastagem ou monocultura, o que pode vir a ter efeitos ainda não totalmente conhecidos sobre o clima, a hidrologia e os ciclos biogeoquímicos, seja em escala local, regional ou global. Nesse sentido, o entendimento do balanço de energia é fundamental, e o fluxo de calor latente (LE), por sua vez, representa um importante indicador de quantidade de energia utilizada para evapotranspiração (von RANDOW et al., 2012).

As variáveis atmosféricas e do meio ambiente apresentam complexa variabilidade. Especialmente em sistemas florestais, suas muitas variáveis se influenciam mutuamente, e por conseguinte são não-lineares, levando continuamente a um panorama de imprevisibilidades intrínsecas (CAPISTRANO, 2007). Nesse sentido, o estudo das mesmas exige a utilização de técnicas matemáticas robustas de

INTRODUÇÃO

análise com o intuito de observar, caracterizar e compreender os fenômenos atmosféricos (VILANI, 2011). O entendimento de padrões de variabilidade temporal é um ponto fundamental em estudos climatológicos, de modo que as análises de séries temporais são ferramentas com vasta aplicabilidade nessa área de conhecimento (TORRENCE e COMPO, 1998; CAMPELLO et al., 2003; REBOITA, 2004; MEZZOMO, 2005; VILANI, 2011, CAPISTRANO, 2012).

A transformada de *wavelets* é uma técnica que possui sua origem na transformada de Fourier (LOH, 2003). No século XIX, esta técnica utilizou senos e cossenos para representar outras funções, podendo ser empregada na representação de dados utilizando a ideia de aproximação, por meio da superposição de funções, sendo assim adequada para análise de séries temporais que contenham variâncias não estacionárias em diferentes frequências (BIAFN, 2010). Nesse sentido, mostra-se útil para a análise de variáveis atmosféricas, a qual analisa séries temporais em três dimensões (tempo, escala e intensidade de energia), uma vez que decompõe dados ou funções em diferentes componentes de frequência e evidencia cada componente com uma resolução adequada à sua escala de análise.

Assim como estimativas da variação temporal, o conhecimento da variação espacial dos fluxos radiativos e energéticos à superfície viabiliza o entendimento dos processos evapotranspirativos, aspecto fundamental em muitas aplicações que enfocam recursos hídricos e modelagem climática (MOHAMED et al., 2004). No entanto, devido à escassez de dados meteorológicos, os modelos atmosféricos, hidrológicos e meteorológicos utilizam dados regionais normalmente dotados de resolução inadequada para representar as situações atmosféricas que se deseja modelar, pois, de um modo geral, as medições micrometeorológicas relevantes são realizadas apenas durante experimentos que ocorrem em um curto período de tempo ou em área de pequena dimensão. Por outro lado, o sensoriamento remoto tem se apresentado como uma ferramenta promissora para avaliações tanto no aspecto hidrológico como meteorológico, proporcionando medidas com informações espacialmente contínuas sobre superfícies vegetadas (HUANG et al., 2008), suprimindo a lacuna de dados locais necessários para alimentar modelos em escala regional, ou até mesmo global.

INTRODUÇÃO

As principais vantagens da obtenção de dados via sensoriamento remoto orbital foram resumidas por Santos (2009) como sendo: 1) possibilidade de coleta de informações detalhadas para uma extensa área em tempo relativamente curto e a baixo custo; e 2) quantificação de parâmetros físicos da superfície terrestre com um fluxo quase contínuo de dados com alta resolução temporal e espacial, possibilitando considerável melhoria nos sistemas de assimilação dos modelos de previsão do tempo e clima.

O entendimento das variações espaço-temporais vai ao encontro da afirmação de que um monitoramento preciso das mudanças na biosfera terrestre tem se tornado extremamente importante, pois detectar a variabilidade interanual e as tendências de longo prazo na estrutura dos ecossistemas permite identificar antecipadamente mudanças na biosfera que, do contrário, passariam despercebidas até o início de uma transformação do bioma (NUNES, 2008). Nesse sentido, o objetivo geral do presente estudo foi descrever fatores relacionados ao padrão de comportamento do fluxo de calor latente (LE) em uma área de floresta tropical semidecidual no sudoeste da Amazônia por meio de ferramentas de análise temporal e espacial, utilizando dados de 2004 a 2010.

Como objetivos específicos, buscou-se:

- i. Analisar o microclima do local em estudo, utilizando dados de saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento e fluxos de calor latente e calor sensível, dos anos de 2004 a 2010;
- ii. Investigar as características de frequências dominantes das variáveis micrometeorológicas saldo de radiação solar, temperatura do ar e umidade do ar, com dados dos anos de 2004 e 2009, e do fluxo de calor latente, com dados de 2004, 2005 e 2009, por meio da transformada de *wavelet* de Morlet, em diferentes escalas de frequência (dados diários e a cada 30 minutos);
- iii. Avaliar a aplicabilidade do LE estimado pelo produto MOD16 do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) para o ecossistema em questão, por meio de comparação com dados medidos na torre

INTRODUÇÃO

micrometeorológica pelo sistema *eddy covariance*, considerando diferentes arranjos espaciais;

- iv. Analisar a influência das variáveis micrometeorológicas, das características ecofisiológicas (índice de área foliar, albedo e fração da radiação fotossinteticamente ativa) obtidas por meio de produtos de sensoriamento remoto do MODIS, e das variações espaço-temporais no comportamento do fluxo de calor latente.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 ALTERAÇÕES NO USO E OCUPAÇÃO DO SOLO NA REGIÃO AMAZÔNICA E O CLIMA

A Amazônia brasileira, também denominada Amazônia Legal, representa quase a metade das áreas de florestas tropicais úmidas do mundo. É uma região com cerca de 5,2 milhões de km², que se destaca pela sua riqueza natural e sua biodiversidade de espécies animais e vegetais.

Nos últimos anos, tem havido intensa mudança na paisagem dos ecossistemas amazônicos, em razão do aumento das mudanças antropogênicas em grande escala que tiveram início na década de 60 com a abertura de eixos de penetração, como as rodovias BR 001, 364, 230 e 163. Tais eixos são vetores de colonização e de avanço das fronteiras, onde os ecossistemas naturais são transformados, sendo a conversão de florestas de dosséis fechados atribuídas a uma gama de fatores como a expansão de área de pastagem, cultivo de soja, expansão de infraestrutura e proliferação de pavimentos e estradas (CORREIA, 2006). A população da Amazônia brasileira cresceu de 6 milhões em 1960 para 25 milhões em 2010, enquanto a cobertura florestal na região declinou para cerca de 80% da área original (DAVIDSON et al., 2012).

A área da reserva biológica do Jaru (REBIO Jaru), acompanhando a tendência de mudanças do uso e ocupação no solo da região, vem sofrendo processos de mudanças antropogênicas em seu entorno e, muitas vezes, até mesmo invasões na área da reserva (Figura 1).

2 REFERENCIAL TEÓRICO



Figura 1. Carta Imagem da Reserva Biológica do Jarú (Imagem CBERS/jun-2006).

Fonte: MMA (2006).

Na última década têm havido esforços para conter o desmatamento, levando a um forte declínio no desmatamento na Amazônia brasileira, de quase 28.000 km² ano⁻¹ em 2004 para menos de 7.000 km² ano⁻¹ em 2011 (INPE, 2011), visto que tais alterações representam um processo de grande fragilidade.

Quando um ecossistema natural é destruído ou alterado ele interrompe os ciclos hidrológicos e biogeoquímicos que funcionam em interação mantendo o equilíbrio entre as espécies e o meio (ANDRADE et al., 2008). As florestas com dimensões continentais, como é o caso da floresta Amazônica, têm um importante papel no sistema climático regional, exercendo uma função essencial nas trocas de massa e energia com a atmosfera (PFAFF e WALKER, 2010), além de abrigar as maiores coleções de diversidade biológica da Terra, incluindo uma rica variedade de plantas, animais e formas de vida microbiana, que são vitais para o funcionamento da biosfera. Elas podem também fornecer bens e serviços dos ecossistemas para a

2 REFERENCIAL TEÓRICO

humanidade, sendo muitos com considerável valor econômico e social (FOLEY et al., 2007).

Uma das consequências da conversão maciça de florestas em sistemas de produção agropecuária seria a diminuição da pluviosidade na Amazônia e nas regiões vizinhas, uma vez que metade da pluviosidade na Amazônia é derivada da água reciclada pela floresta por meio da evapotranspiração, que por sua vez provém do vapor de água nas nuvens que se originam sobre o oceano Atlântico (FOLEY et al., 2007).

Estudo sobre o balanço de umidade na Amazônia em uma área florestada e em uma pastagem verificou uma diminuição média de 20% na evapotranspiração da pastagem na estação chuvosa e de até 40% na estação seca, em relação à da floresta (CORREIA et al., 2007). Isso ocorre devido a evapotranspiração em uma área de floresta ser pouco afetada nos meses mais secos, uma vez que as árvores da Floresta Amazônica são bem adaptadas à diminuição das chuvas, possuindo raízes bem profundas, capazes de atingir o lençol freático nas camadas inferiores do solo (AGUIAR et al., 2006; NEGRÓN-JUARÉZ et al., 2007).

Outros estudos realizados com o intuito de observar o comportamento do clima com as alterações do uso do solo mostraram que mudanças na cobertura superficial podem ter um impacto significativo no clima regional e global, ocasionando alterações na temperatura e umidade do ar, na precipitação, no saldo de radiação, assim como na transferência de carbono (na forma de dióxido de carbono) da biosfera para a atmosfera (CHASE et al., 2000; COHEN et al., 2007; MALHI, 2010). As alterações no uso do solo ainda podem ocasionar diminuição no índice de precipitação de 10% a 15% nas estações úmida e de transição úmida-seca e tornar a época seca mais severa e mais longa de um a três meses (LI et al., 2006).

No intuito de fornecer uma estrutura para a compreensão das ligações entre variabilidade natural, condutores de mudança e respostas da Bacia Amazônica às alterações locais e globais Davidson et al. (2012) representaram tais interações sob a forma de fluxograma (Figura 2). Os mesmos autores afirmam que, onde o desmatamento é generalizado em escala local e regional, a duração da estação seca está se alongando e a descarga hídrica na estação úmida, aumentando. Indicam

2 REFERENCIAL TEÓRICO

também que a floresta é resistente a variação natural considerável do clima, mas forçantes climáticas global e regional interagindo com mudança no uso da terra, exploração madeireira e fogo, geralmente levam ecossistemas florestais a uma crescente vulnerabilidade à degradações.



Figura 2. Interações entre clima global, uso da terra, fogo, hidrologia, ecologia e dimensões humanas. Fatores considerados como forçantes são indicados em vermelho, processos passíveis de ocorrência, em verde, e consequências para a sociedade humana, em azul.

Fonte: Adaptado de Davidson et al. (2012).

De um modo geral, o estudo específico dos ambientes florestais é um tema complexo e pode ser considerado um caso a parte dentro da microclimatologia. As florestas e os bosques possuem características físicas que alteram direta e indiretamente todas as variáveis climáticas (radiação solar, temperatura do ar, umidade do ar, vento etc.), de forma que o microclima do sub-bosque florestal é bastante diferenciado de uma área aberta localizada a poucos metros de distância do mesmo (HOFMANN et al., 2010).

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Os esforços atuais para definir a hidrologia nessas áreas requerem estimativas temporal e espacial da evapotranspiração (ET), que é um componente dominante no balanço hídrico. A quantificação dos componentes do balanço de energia (saldo de radiação, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível e fluxo de calor latente) é importante para propósitos meteorológicos, hidrológicos, bem como para uma melhor compreensão e modelagem dos processos de troca de massa e de energia que ocorrem na superfície da terra (LIMA et al., 2010).

2.2 BALANÇO DE ENERGIA

É sabido que a principal fonte de energia da Terra é o Sol, sendo essa energia responsável pelos principais processos naturais que ocorrem na superfície do planeta. O resultado final entre a energia que chega até a superfície e a que sai pode ser representado por meio do balanço de energia.

Ao receber radiação solar, direta ou difusa (ondas curtas), a superfície terrestre tem sua temperatura aumentada, emitindo conseqüentemente radiação de ondas longas, obedecendo à Lei de Stefan-Boltzmann: “a energia emitida por um corpo E_r (Wm^{-2}) é proporcional a quarta potência de sua temperatura absoluta T (K)”, conforme Equação 1.

$$E_r = \varepsilon\sigma T^4 \quad (1)$$

Em que ε é a emissividade do corpo (≤ 1) e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} Wm^{-2}K^{-4}$). Na floresta, a emissividade é aproximadamente 0,9 (adimensional) (AYOADE, 2007).

A quantidade de radiação solar incidente sobre o topo da atmosfera da Terra depende principalmente de três fatores: estação do ano, período do dia e latitude. E, em um local específico, a quantidade total diária de radiação recebida é afetada pela duração do dia. A duração do dia depende da latitude e da estação do ano.

O balanço de radiação, que é característico da superfície e que representa a radiação líquida (R_n), é definido como sendo igual à soma do balanço de ondas curtas (BOC) e balanço de ondas longas (BOL), conforme a Equação 2.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

$$R_n = BOC + BOL \quad (2)$$

Em função dos valores de cada um desses fluxos, R_n pode ter valor positivo ou negativo. Durante o período diurno, o BOC é positivo, sendo nulo no período noturno. De acordo com Pereira (2002), normalmente o valor diário do BOL em uma superfície natural é negativo. Isso faz com que, nas superfícies naturais, o valor diurno do BOC (maior do que o do BOL) torne R_n positivo nesse período do dia e negativo no período noturno. Esse é um modo da superfície transferir parte da energia solar absorvida e que se transformou em calor sensível.

O balanço energético é uma aplicação da primeira lei da termodinâmica, em que deve existir uma igualdade entre o balanço de energia recebida pelo ecossistema e a soma da energia liberada sob forma de calor sensível e latente, e da energia armazenada pelo ecossistema, isto é, solo e biomassa.

No período diurno, o solo recebe radiação solar em forma de ondas curtas. Parte dessa radiação é devolvida ao espaço devido ao albedo (R_s). O solo aquecido irá emitir radiação longa (R_l) e parte será retransmitida pelas nuvens (R_a).

Durante a noite, devido à ausência do Sol, a Terra continua perdendo rapidamente energia, resfriando mais que o ar adjacente e que camadas mais profundas do solo. Conseqüentemente, no balanço de energia noturno, a Terra emite radiação longa (R_l), e a atmosfera reflete para a Terra radiação longa refletida pelas nuvens (R_a). Como o solo está mais frio que o ar adjacente, o vapor d'água ao atingi-lo é condensado, dessa forma, a Terra recebe calor latente (LE) de condensação.

A superfície com temperatura baixa faz com que a condução de calor das camadas mais profundas do solo (G) seja dirigida para cima em direção à ela e finalmente o ar mais aquecido imediatamente acima da superfície do solo (H) transfere energia por meio de condução para a superfície do solo.

No conceito de balanço de energia, a essência está na afirmação de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele. Da energia que chega à superfície da Terra, parte é utilizada para aquecer o ambiente na forma de calor sensível (H), parte para evaporar a água na forma de calor latente (LE), parte para aquecer a terra, fluxo de calor no

2 REFERENCIAL TEÓRICO

solo (G), e parte é utilizada na fotossíntese (P) (PEREIRA, 2002). O saldo de radiação líquida (Rn) é dado pela Equação 3.

$$R_n = H + LE + G + P \quad (3)$$

A quantidade de energia usada para a fotossíntese é muito pequena em relação à radiação líquida e pode ser desprezada (AYOADE, 2007). De acordo com Ayoade (2007), em geral nos continentes, o fluxo de calor latente (LE) é mais alto no equador, diminuindo em direção aos polos, e o fluxo de calor sensível (H) ou troca turbulenta de calor é maior nas zonas subtropicais, diminuindo tanto em direção aos polos quanto em direção ao equador.

Toda vez que a superfície estiver bem umedecida, a maior parte da energia disponível será utilizada na evapotranspiração, o que representa 70% a 80% da Rn. O restante de energia disponível será utilizado no aquecimento das plantas, do ar e do solo (PEREIRA, 2002). Quando existe disponibilidade de água no solo, a relação LE/Rn se mantém dentro da faixa acima considerada, desde que não haja advecção de calor sensível (H) de áreas adjacentes.

2.2.1 Partição de energia em ecossistemas tropicais

Partindo do princípio de que a diferença entre a energia que entra e a energia que sai de um sistema é a energia captada ou utilizada por ele, pode-se dizer que o saldo de radiação líquida (Rn), é dividido entre: calor sensível (H), calor latente (LE), parte será o fluxo de calor no solo (G), parte ficará armazenada na biomassa e no dossel (S) e outra parcela será utilizada no processo de fotossíntese (P), conforme Equação 4.

$$R_n = H + LE + G + S + P \quad (4)$$

A qualidade das medidas dos fluxos de calor latente e sensível é avaliada pelo fechamento do balanço de energia. Muitas vezes, devido a menor magnitude de G, S e P, essas variáveis não são consideradas, ficando o balanço considerado como na Equação 5.

$$R_n = H + LE \quad (5)$$

2 REFERENCIAL TEÓRICO

A soma dos componentes do balanço de energia H, LE e G representa de 70 a 90% da radiação solar líquida (HEUSINKVELD et al., 2004). Várias explicações têm sido propostas, como as incertezas na instrumentação: a não inclusão de componentes que são importantes para alguns tipos de vegetação e até mesmo erros de medição (IMBUZEIRO, 2005; MICHILES e GIELOW, 2008; WEBLER, 2011).

2.2.2 Fluxo de calor latente e evapotranspiração em ecossistemas tropicais

Ecossistemas continentais, especialmente subtropicais ou tropicais, possuem grande variação térmica diária, apresentando altas temperaturas durante prolongados períodos do dia. Nessas regiões, a capacidade de áreas florestais em manter o ambiente interno fresco e úmido é de vital importância para manutenção da fauna e flora (GOULART, 2011).

Nesse sentido, estudos de trocas de energia entre a superfície e a atmosfera são importantes, não só para caracterizar o microclima, como também para identificar interações existentes entre estas. Além disso, possibilita conhecer variações do tempo e do clima regional, assim como, pode auxiliar na identificação de efeitos de atividades antropogênicas, como o desmatamento e queimadas, ou fatores naturais, sobre diferentes questões ambientais regionais. Esse tipo de estudo é fundamental por fornecer informações sobre a quantidade de umidade transferida para atmosfera por uma área vegetada (OLIVEIRA et al., 2006).

A evapotranspiração corresponde à água removida da superfície e lançada na atmosfera (KLOCKE et al., 1996). Esse fenômeno ocorre devido à combinação de dois processos pelos quais a água é perdida pela superfície: por evaporação e por transpiração. A evaporação é o processo pelo qual a água é convertida da fase líquida para a fase de vapor (vaporização), removendo-a de superfícies evaporantes como oceanos, lagos, rios, pavimentos, solos e vegetação úmida (evaporação do orvalho e da chuva interceptada pela copa das árvores). Já a transpiração é a água transferida ou perdida pela vegetação para a atmosfera, a partir de pequenos orifícios da superfície das folhas (estômatos), através de pequenas perdas pelas lenticelas no caso das plantas lenhosas (PEREIRA et al., 2002), ou por meio da transpiração cuticular.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Logo, o processo de transpiração é decorrente das ações físicas e fisiológicas dos vegetais, através dos estômatos (VILLELA e MATTOS, 1975).

O LE é o principal componente do balanço de energia encontrado em diversos ecossistemas, sendo a energia responsável pela transformação de água no estado líquido para o estado gasoso (TEIXEIRA, 2000), ou seja, a energia responsável pelos processos evapotranspirativos.

A evapotranspiração é fortemente influenciada por fatores da vegetação, fatores de manejo de solo e das condições ambientais e, principalmente, por parâmetros que dizem respeito ao tempo (PEREIRA et al., 2002). Os elementos de tempo que oferecem maior impacto neste processo são: radiação solar, temperatura da superfície, temperatura e umidade relativa do ar e a velocidade do vento.

A temperatura atua em conjunto com a umidade relativa do ar e ambas condicionam a pressão de vapor, agindo, portanto, como elementos ligados ao gradiente de vapor entre a superfície e o ar circunvizinho (VILLELA e MATTOS, 1975; PEREIRA et al., 2002). A umidade relativa do ar, por sua vez, é determinante no processo evaporativo, uma vez que a umidade relativa baixa é um indicativo de uma forte demanda evaporativa da atmosfera. A demanda evaporativa da atmosfera está relacionada com a sua capacidade de remover água da superfície, necessária para a manutenção do ciclo hidrológico, bem como da quantidade de calor latente necessária para a alimentação dos processos de transpiração e evaporação (PEREIRA et al., 2002).

O vento, por sua vez, intervém ativamente no fenômeno de evaporação, aumentando a intensidade dessa por afastar das proximidades das superfícies evaporantes as massas de ar de elevado grau de umidade, substituindo-as por massas de ar com menor teor de vapor d'água (GARCEZ e ALVAREZ, 1988). Segundo Pereira et al. (2002), o vento também atua no transporte advectivo de energia de uma região para outra, e essa energia é utilizada no processo de evapotranspiração. Ainda segundo os autores, no que diz respeito ao fenômeno da transpiração, altas velocidades do vento causam o fechamento dos estômatos e, conseqüentemente, redução da mesma por resfriamento da superfície vegetal.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Os fatores ligados à vegetação também têm uma grande parcela de influência no processo de evapotranspiração, pois o tipo de vegetação definirá a distribuição espacial da folhagem, resistência interna da planta ao transporte de água e outros fatores morfológicos como número, tamanho e distribuição dos estômatos, todos estes determinantes na necessidade hídrica de cada espécie de cultura durante os estádios de crescimento (KLOCKE et al., 1996). Outro fator relacionado à planta que também deve ser levado em consideração é o albedo da vegetação. Este fator influencia diretamente na disponibilidade do saldo de radiação para o processo, pois quanto mais escura for a vegetação, menor será a reflexão dos raios solares incidentes, conseqüentemente maior a absorção, e maior será o saldo de radiação (PEREIRA et al., 2002). De acordo com estes pesquisadores, a intensidade da evapotranspiração também é função da profundidade do sistema radicular da planta (pois quanto maior for o sistema radicular maior é o volume de solo explorado pelas raízes, visando o atendimento da demanda hídrica da atmosfera), da altura e da rugosidade da planta (pois plantas mais altas e mais rugosas interagem mais eficientemente com a atmosfera em movimento, extraíndo mais energia do ar, contribuindo para o aumento da evapotranspiração). Estudos apontam que para cada grama de matéria orgânica produzida pela planta, aproximadamente 500g de água são absorvidos pelas raízes, transportados através do corpo da planta e transferidos para a atmosfera (TAIZ e ZEIGUER, 2006).

Uma parcela importante das chuvas da Amazônia é alimentada pela evapotranspiração dos seus ecossistemas, pois a evapotranspiração média anual corresponde de 55% a 60% da precipitação. Porém, isso não significa que toda a evapotranspiração gerada na Amazônia é convertida em precipitação na própria região (CORREIA et al., 2007).

Estudos diversos têm sido realizados visando o entendimento dos fluxos de água e energia, incluindo os fluxos de calor latente em áreas de florestas tropicais. Rocha et al. (2009) fizeram uma revisão sintetizando informações de 7 áreas equipadas com torres micrometeorológicas do Programa de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), cujas conclusões principais dos autores acima citados foram: há uma diferenciação sazonal nos padrões de fluxo de calor latente nas áreas em estudo, com duração intermediária do período seco de 3 meses;

2 REFERENCIAL TEÓRICO

os sítios em Manaus (K34), Santarém (K67, K83) e Rondônia (REBIO Jaru) apresentaram fortes semelhanças na dinâmica sazonal da evaporação e do fluxo de calor sensível; a evapotranspiração e a radiação líquida estão positivamente correlacionadas; a extração de umidade do solo profundo ajuda a manter este funcionamento.

Segundo Malhi et al. (2002) simulações de modelo do clima global sugerem que desflorestamento em grande escala na Amazônia pode levar a aumentos na temperatura da superfície regional em até 2 °C, e reduções de 25% na evaporação e na precipitação. O entendimento do controle das variações dos fluxos de evaporação nas regiões tropicais continua incipiente, e depende crucialmente de como as vegetações tropicais usam energia e água. Assim, o entendimento das trocas de energia na interface vegetação-atmosfera, que ocorrem por meio dos componentes do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e calor latente à superfície, é essencial para modelagem climática, sendo as magnitudes desses fluxos e suas variações em períodos menores que um dia muito importantes na calibração de modelos climáticos e hidrológicos (BALDOCCHI e MEYERS, 1998). Em intervalos maiores, essas grandezas também são utilizadas em modelos de impactos climáticos globais resultantes de interações fisiográficas da superfície.

2.3 SÉRIE TEMPORAL

Uma série de observações registradas em instantes distintos e sucessivos de tempo constitui uma série temporal. Seja Y a variável observada e t a variável tempo, uma série temporal é definida pelos valores: $Y_1, Y_2, Y_3, \dots, Y_n$, nos tempos $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$. Assim, Y é uma função de t simbolizada por $Y=f(t)$.

As investigações empíricas dependem, em grande extensão, dos dados arranjados de forma cronológica. A análise das séries temporais tem como objetivo descrever e analisar o comportamento passado da série, visando à compreensão do comportamento da série e a consequente previsão de movimentos futuros, a partir de observação de componentes tais como: tendência, variações sazonais ou estacionais, variações cíclicas e variações aleatórias (FONSECA et al., 2011).

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Existem duas formas fundamentais de análise de séries temporais: análises no domínio do tempo e no domínio da frequência (WILKS, 2006). A primeira busca caracterizar a série de dados considerando o mesmo domínio em que os dados foram coletados/observados, onde o método mais adequado para esta análise é a utilização da função de autocorrelação. A segunda, a análise espectral de potência, é uma forma de análise da variância de uma série temporal, de números sobre a sua média, particionado em contribuições das frequências que são os harmônicos da quantidade do conjunto de dados. Ao contrário da análise harmônica, no entanto, a análise espectral tem uma abordagem estatística em que a série temporal é a realização de um processo estocástico (MORETTIN e TOLOI, 2006).

Uma ferramenta que vem sendo empregada para análise de séries temporais é a análise de ondaletas, ou *wavelets* (LOH, 2003; YATES et al., 2006; FURON et al., 2008; ROCHA, 2008).

2.3.1 As *wavelets*

As bases matemáticas da teoria em *wavelets* possuem ênfase nas representações de sinais por “blocos construtivos” os quais Grossman e Morlet chamaram de *Ondelette* referindo-se às “pequenas ondas”; daí teve origem o termo em inglês *wavelets*, assim como o termo “Ondaletas” em português (BARBOZA e BLITZKOW, 2008). Deste ponto em diante, será adotado o termo *wavelet*.

As *wavelets* são funções que satisfazem certos requisitos matemáticos e são usadas na representação de dados ou outras funções (AMARA'S WAVELET PAGE, 2006). Esse termo está associado a ondas localizadas, ou seja, ondas que crescem e decaem em um período limitado de tempo.

Formalmente, para que uma função seja denominada de *wavelet*, usualmente denotada pela letra ψ , ela deve satisfazer as propriedades a seguir:

- a) A integral dessa função *wavelet* deve ser zero (Equação 6).

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (6)$$

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Isso garante que a função *wavelet* tenha uma forma do tipo onda. Essa condição é conhecida como condição de admissibilidade.

b) A função *wavelet* deve ter energia unitária (Equação 7).

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt = 1 \quad (7)$$

Isso garante que a função *wavelet* possua suporte compacto, ou com um decaimento rápido de amplitude (*e-folding time*), garantindo a localização espacial.

As funções *wavelets* possuem a propriedade de dupla localização: em frequência e em tempo, com um compromisso entre elas. A localização temporal ocorre por ser a função *wavelet* localizada em um intervalo finito. Dessa forma, à medida que a escala aumenta, as funções *wavelets* dessas escalas ficam localizadas em intervalos de tempo cada vez menores. Em cada nível de escala, todas as funções *wavelets* possuem a mesma forma, só mudando seus pontos de localização, transladando. Devido à propriedade de dupla localização das funções *wavelets*, a transformada *wavelet* é dita do tipo local em tempo-frequência, com resolução temporal e em frequência inversamente proporcionais (DOMINGUES et al., 2003).

Nas análises, as ferramentas *wavelets* são essencialmente usadas de duas formas: como um núcleo de integração de análises para extrair informações sobre processos e/ou como uma base de representação ou caracterização de processos. Alguns trabalhos retratam as aplicações a uma ampla gama de fenômenos, desde as questões de interação atmosfera-oceano até fenômenos do "Espaço Próximo", que dizem respeito à atmosfera como um todo, ou seja, em essência, a todo o ambiente de influência imediata sobre o ser humano e seu habitat (DOMINGUES et al., 2003).

2.3.2. Transformada *wavelet*

A transformada *wavelet* foi desenvolvida na década de 1980, apresentando contribuições de estudiosos tais como Morlet, Grossmann, Meyer e Daubechies (FARGE, 1992; REBOITA, 2004), com vantagens em relação a outras metodologias de decomposição de sinal, como por exemplo, a transformada janelada de Fourier

2 REFERENCIAL TEÓRICO

(TJF), que foi desenvolvida para a análise de sinais estacionários, sendo a transformada de *wavelet* adequada para estudo de sinais não estacionários. Assim, foi desenvolvida uma suposta função matemática base ψ (ψ), com energia finita, ou seja, um início e um fim, totalmente capaz de dilatar ou comprimir, eliminando o problema da janela temporal da TJF ser fixa (BARBOZA e BLITZKOW, 2008).

A transformada *wavelet* é uma transformada linear que pode ser utilizada na análise de sinais não estacionários para extrair informações das variações em frequência desses sinais e para detectar suas estruturas temporalmente e/ou espacialmente localizadas (DOMINGUES et al., 2003).

Na Figura 3, são apresentadas variações proporcionais dos intervalos de tempo e de frequência à esquerda e à direita uma representação da dilatação de uma função *wavelet* nesses respectivos intervalos.



Figura 3. Esquema de um plano tempo versus frequência. A letra ξ (ξ) representa a frequência, t o tempo e j a dilatação.

Fonte: (DOMINGUES et al., 2003).

Segundo Lau e Weng (1995), matematicamente uma *wavelet* decompõe um sinal $s(t)$ em termos de funções elementares $\psi_{b,a}(x)$ derivada de uma "wavelet mãe" $\psi(t)$ por dilatação (Equação 8).

$$\psi_{b,a}(t) = \frac{1}{(a)^{1/2}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (8)$$

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Em que b indica a posição (translação) e $a (> 0)$ da escala (dilatação) da *wavelet*; $\psi_{a,b}(t)$ são chamados de “*wavelet* filha” ou, simplesmente “*wavelet*”. Um fator de normalização de energia $(a)^{-1/2}$ na Equação 8 mantém a energia da “*wavelet* filha” o mesmo que a energia da “*wavelet* mãe”. A transformada *wavelet* de um sinal verdadeiro $s(t)$ em relação à análise *wavelet* $\psi_{a,b}(t)$ pode ser definida como integral de convolução (LAU e WENG, 1995), conforme Equação 9.

$$W(b,a) = \left(\frac{1}{(a)^{1/2}} \right) \int \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) S(t) dt \quad (9)$$

Reunindo propriedades de translação e escalamento em um único protótipo de uma função *wavelet* geradora, obtêm-se as chamadas funções “*wavelet* filhas”, pela mudança de b e a . Dessa forma, o termo *wavelet* refere-se basicamente a um conjunto de funções com forma de pequenas ondas geradas por translações e escalamentos e de uma função *wavelet* base simples, a chamada “*wavelet* mãe”. De certa forma, cada tipo de “*wavelet* filha” possui uma melhor ou pior localização nos domínios da frequência e/ou do tempo, desta maneira torna-se necessário a escolha de uma *wavelet* base conveniente, de acordo com o sinal estudado e os objetivos almejados (BARBOZA e BLITZKOW, 2008).

Existem dois tipos de transformada de *wavelet*, a transformada contínua CWT (do inglês, *continuous wavelet transform*), a transformada discreta DWT (do inglês, *discrete wavelet transform*) e suas respectivas transformadas inversas, de modo que ambas possibilitam representar uma série temporal no domínio de tempo e frequência (YATES et al., 2006; FURON et al., 2008). Dentre as técnicas de DWT mais conhecidas, está a de Haar, a de Meyer e a biortogonal. Dentre as técnicas de CWT mais conhecidas, estão a do Chapéu Mexicano, a de Paul e a de Morlet, a qual sendo complexa permite também a análise da fase e do módulo do sinal (SÁ et al., 1999).

Assim, conhecendo as características gerais do sinal a ser investigado a opção pela *wavelet* de análise deve ser efetuada de tal forma que esta possua atributos similares aos do sinal (tais como assimetria ou não, variação brusca ou suave no tempo, etc.).

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.3.3 Aplicação da transformada de *wavelet* em estudos de fenômenos atmosféricos

A transformada de wavelets tem sido utilizada em diversas áreas do conhecimento, como por exemplo, no estudo de número de manchas solares (BOLZAN, 2004), sistemas hidrológicos (NORDEMANN, 1998), visão computacional e humana, predição de terremotos e maremotos, fractais, bancos de filtros, distinção celular (células normais vs patológicas), modelos para trato auditivo, processamento de imagens (OLIVEIRA et al., 2002), descontaminação de sinais (*denoising*) (TASWELL, 2000), detecção de rupturas e bordas, tons musicais, neurofisiologia, detecção de curtos eventos patológicos (por exemplo, crises epilépticas) e análise de sinais biomédicos (eletrocardiogramas (REDDY et al., 1992), mamografias, eletroencefalogramas etc.), espalhamento em banda larga, modelagem geométrica, reconhecimento de alvos, óptica, análise de transitório e falhas em linhas de potência, metalurgia (rugosidade de superfícies), visualização volumétrica, previsão de comportamento de mercados financeiros, solução de equações diferenciais ordinárias e parciais (OLIVEIRA et al., 2002), e, atualmente, em estudos na área ambiental, especialmente no que se refere a estudos do clima e atmosféricos.

No que se refere a estudos realizados para o melhor conhecimento de alterações nos padrões do clima global, destaca-se a detecção com base em métodos de estatística de indícios de mudanças climáticas em longas séries temporais, para o melhor conhecimento da dinâmica temporal das séries meteorológicas utilizadas (REBOITA, 2004; BIAFN, 2010). A transformada *wavelet* de Morlet foi aplicada por Chapa et al. (1998) aos índices de nuvens frias para detectar periodicidades em atividades convectivas na América do Sul. Torrence e Webster (1999) aplicaram as transformadas *wavelet* de Morlet e de Chapéu Mexicano a dados de temperatura da superfície do mar (1871-1996) e do índice de oscilação sul, obtido da pressão ao nível do mar (1871-1994) entre o Pacífico leste e oeste. Vitorino (2002) aplicou a transformada *wavelet* a dados de pressão ao nível do mar e de radiação de onda longa emergente sobre a América do Sul e oceanos adjacentes para o período de 1979 a 1996.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Destacam-se ainda a aplicação das *wavelets* para detecção de periodicidade, tendências e variações climáticas da precipitação pluvial e temperatura do ar no estado de São Paulo utilizando uma série temporal com mais de 50 anos (BIAFN, 2010), e para examinar a natureza das oscilações da temperatura da superfície do mar na escala decenal a multidecenal e suas relações com a precipitação na América do Sul (CAPISTRANO, 2012).

O método tem sido útil também em análises de séries de dados mais curtas, a fim de detectar a sazonalidade ou até mesmo realizar análises de oscilações diárias e horárias de variáveis ambientais.

No que se refere ao estudo da sazonalidade, Drago (2002) utilizou as transformadas de *wavelets* discretas no estudo de variáveis hidro-meteorológicas na estação seca no noroeste de Malta, por meio do estudo do efeito barométrico invertido, com dados de 1993 a 1996. Vitorino(2002) identificou as oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes. Harter (2004) ao analisar a precipitação em Pelotas–RS por meio de *wavelets* nos invernos de 1995 a 2002 verificou que as características atmosféricas associadas às oscilações intrasazonais nas bandas de precipitação apresentam um caráter extremamente variado, sendo que os fenômenos que influenciam as oscilações, entre 2 e 10 dias podem ser os sistemas frontais que se formam. Furon et al. (2008) aplicaram a análise de *wavelets* em dados de fluxos de CO₂, N₂O e temperatura do solo de três meses dos anos de 2000 a 2004, para duas práticas de manejos agrícolas. Hong (2011) estudou o impacto do clima de monções asiáticas sobre o intercâmbio do carbono e da água, fazendo uma análise de *wavelets* de Morlet e sua implicações da modelagem do ecossistema, em três anos de estudo (2006, 2007 e 2008).

Estudos em altas escalas de frequência também aplicaram a transformada de *wavelet*. A transformada *wavelet* foi considerada uma ferramenta poderosa para análise de sinais turbulentos por von Randow et al. (2002), que ao observar dados de medidas turbulentas na floresta Amazônica obtidos em campanhas do LBA na estação úmida de 1999 e durante a seca de 2000, decompôs as variáveis velocidade do vento, temperatura virtual, umidade e concentração de CO₂. Dados horários foram utilizados para identificar respostas na elevação do nível do mar a distúrbios

2 REFERENCIAL TEÓRICO

atmosféricos, obtendo resultados positivos com aplicação da técnica (DRAGO e BOXALL, 2002).

Foram utilizadas ainda *wavelets* em baixa escala de frequência por: Reboita et al. (2003), em análise de temperatura do ar, umidade específica, pressão atmosférica e precipitação, Antunes et al. (2010) no monitoramento de coberturas vegetais utilizando produtos do MODIS, e Vilani (2011) que aplicou a técnica a dados horários e diários e comparou com os resultados obtidos pela transformada de Fourier, analisando as variáveis temperatura, umidade relativa e radiação solar global em quatro tipologias de vegetação no Centro-Oeste brasileiro.

2.4 SENSORIAMENTO REMOTO APLICADO À ESTIMATIVA DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO

A determinação de fluxos de vapor d'água entre a superfície e a atmosfera ocorre geralmente em um ponto fixo (torre micrometeorológica), e sua extrapolação para áreas maiores é de difícil análise, tendo em vista que tais fluxos apresentam grande variabilidade espacial. Neste sentido, os dados de sensoriamento remoto vêm para auxiliar na solução deste impasse, por ser uma ferramenta adequada para obtenção de informações em diferentes escalas temporais e espaciais (LI e LYONS, 1999; COURALT et al., 2005; MU et al., 2011).

A literatura apresenta vários métodos e modelos para estimar a evapotranspiração com base em técnicas de sensoriamento remoto (CASELLES et al., 1992; BASTIAANSSEN, 1998a, ROERINK et al., 1999; GOWDA et al., 2007; CLEUGH et al., 2007; MU et al., 2011). Esses métodos podem ser classificados em diferentes categorias, as quais, segundo Ruhoff (2011), são: a) métodos empíricos e estatísticos, baseados em dados de infravermelho termais (GLENN et al., 2008; JUNG et al., 2010), b) métodos residuais do balanço de energia, que combinam algumas relações empíricas com modelos físicos e utilizam dados de sensoriamento remoto para estimar parâmetros de entrada do modelo (BASTIAANSSEN et al., 2005) e c) outros modelos físicos que utilizam a lógica de equações empíricas, como a de Penmann-Monteith para calcular ET (CLEUGH et al., 2007; MU et al., 2007; MU et al., 2011).

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Dentre os últimos modelos citados, destacam-se estudos que utilizaram a equação de Penmann-Monteith adaptada para utilização de dados de sensoriamento remoto, sendo considerada adequada para estimativas de ET porque combina as principais variáveis que comandam o processo, fornece restrições de energia sobre a taxa de evaporação e os fluxos estimados são sensíveis a um maior número de variáveis (CLEUGH et al., 2007). Essas características, aliadas a características peculiares do sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS), tais como propriedades radiométricas e geométricas, correções atmosféricas, seleção de nuvens e alta resolução espaço-temporal (ALVES et al., 2012), fizeram com que algoritmos aliando ambas ferramentas fossem desenvolvidos e amplamente empregados (CLEUGH et al., 2007; ZHANG et al., 2008; FISHER et al., 2009; MU et al., 2011; ALVES et al., 2012) com destaque para o algoritmo MOD16, desenvolvido por Mu et al. (2007) e aprimorado por Mu et al. (2011), sendo este uma combinação de dados de sensoriamento remoto com dados de reanálise para estimar a ET global.

Vale ressaltar que, embora os referidos métodos representem inúmeras vantagens, citadas anteriormente, existem limitações inerentes a fatores de escala e a baixa frequência de obtenção dos dados, além de restrições relacionadas aos dados óticos e termais de sensoriamento remoto causadas principalmente pela cobertura de nuvens. Por conseguinte, apesar do grande potencial da aplicação de dados de sensoriamento remoto ao monitoramento hidrológico, ainda existem desafios a serem superados (RUHOFF, 2011), incluindo, dentre outros aspectos, o aprimoramento de modelos e algoritmos.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 APRESENTAÇÃO E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO

O presente estudo teve como sítio experimental a Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru), uma unidade de conservação de proteção integral, sob responsabilidade do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade (ICMBio), localizada a leste do Estado de Rondônia, a aproximadamente 80 km do município de Ji-Paraná, entre as latitudes 09°19'52" e 10°11'46"S e longitudes 61°35'40" e 61°52'48 O.

A Reserva Biológica do Jaru é definida pelo rio Ji-Paraná ou Machado no limite oeste, pelo igarapé Azul no limite sul, fazendo divisa com a Terra Indígena Igarapé Lourdes e pelo igarapé Buenos Aires ao norte (MMA, 2006). O rio Tarumã e seus afluentes cortam o interior da reserva, no sentido norte-sul. Atualmente a área possui 353.160 hectares.

A classificação da vegetação é floresta ombrófila aberta (CULF et al., 1996; ROTTENBERGER et al., 2004), sendo comumente denominada também de floresta tropical sazonalmente seca ou semidecidual (ROTTENBERGER et al., 2004; ROCHA et al., 2009; COSTA et al., 2010). Apresenta cobertura vegetal com características de terra-firme, com altura média do dossel de aproximadamente 35 m. O solo da reserva é caracterizado como podzólico vermelho-amarelo (HODNETT et al., 1996).

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima predominantemente na região e entorno é do tipo Aw – Clima Tropical Chuvoso - com média climatológica da temperatura do ar durante o mês mais frio superior a 18°C (megatérmico) e um período seco bem definido durante a estação de estiagem, quando ocorre na região um moderado déficit hídrico com índices pluviométricos inferiores a 50 mm mês⁻¹

3 MATERIAL E MÉTODOS

(JUSTINA, 2009). De acordo com medidas no local, a temperatura média anual é 25°C, a umidade relativa média é 82% e o índice de precipitação médio anual é superior a 2000 mm (WEBLER; AGUIAR e AGUIAR, 2007), sendo o período anual dividido sazonalmente em quatro estações, uma vez que o clima da região Amazônica possui como característica intrínseca, além das elevadas temperaturas, a sazonalidade.

Esse intervalo entre as estações é de fundamental importância à manutenção da umidade do solo (FITZJARRALD et al., 2008), garantindo características peculiares ao funcionamento do ecossistema em estudo. Tal fato está diretamente relacionado à distribuição das chuvas com sazonalidade bem definida durante o ano, conforme Figura 4.



Figura 4. Média mensal da precipitação na REBIO Jaru, anos de 1999 a 2010.

Fonte: Adaptado de Gomes (2011).

De acordo com estudos anteriores, a precipitação média nos anos de 1999 a 2010 na REBIO Jaru foi 2001 mm ano⁻¹ (GOMES, 2011) e 2192,7 mm ano⁻¹ durante o período de 1999 a 2006 (WEBLER, AGUIAR e AGUIAR, 2007).

A reserva conta com uma torre meteorológica (Figura 5) cujas coordenadas são 10°11'11,4"S e 61°52'29,9"O, com altura aproximada de 61,5 m, pertencente à rede de torres do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (Programa LBA), e em funcionamento desde janeiro de 2004.

3 MATERIAL E MÉTODOS

A torre dista aproximadamente 1240 m da margem do rio Machado ou Ji-Paraná, rio que nomeia a bacia hidrográfica em que a área em estudo está inserida. Nesta área a altitude é 120 m.

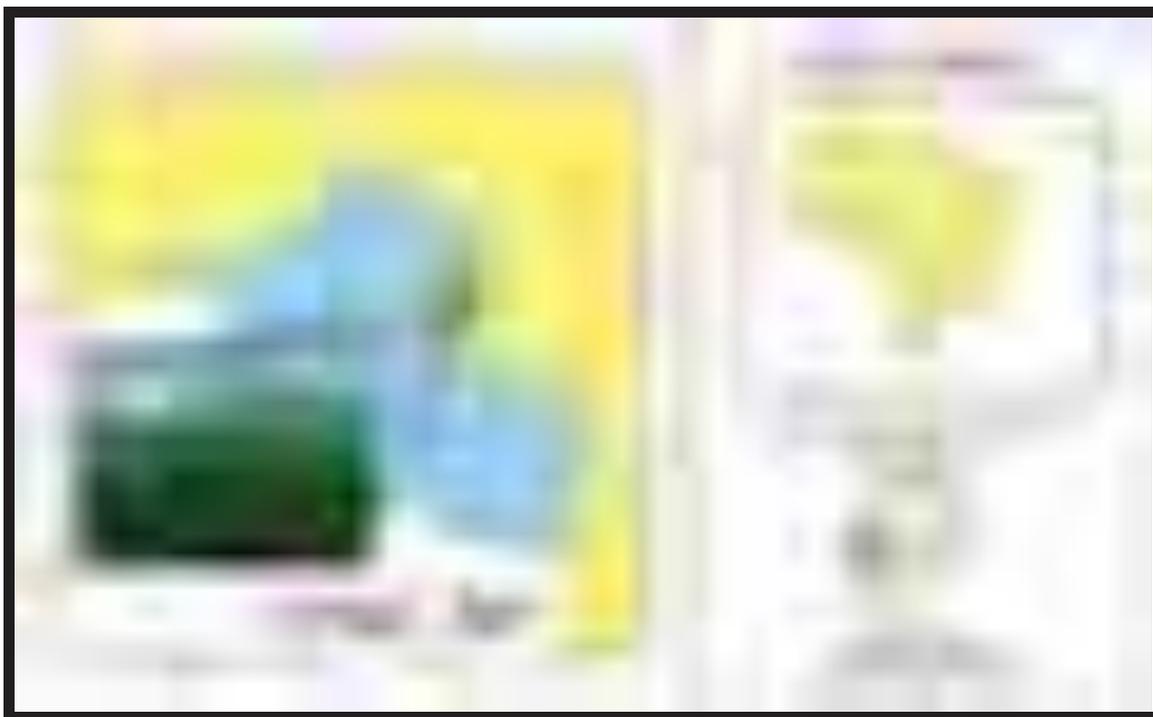


Figura 5. Localização da área em estudo e da torre micrometeorológica da Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru).

Fonte: Gomes, 2011.

3.2 INSTRUMENTAÇÃO

3.2.1. Instrumentos Utilizados na Medição das Variáveis Micrometeorológicas

Na torre meteorológica foram instalados sensores de medidas de saldo de radiação (R_n), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR), direção do vento, velocidade do vento (u), precipitação (P_{pt}) e pressão atmosférica (P_{atm}) conectados a um sistema de aquisição de dados (Datalogger CR10X, Campbell Scientific Instrument, Utah, USA) programado para fazer uma leitura das medidas a cada 30

3 MATERIAL E MÉTODOS

segundos e depois armazenar uma média a cada 10 ou 30 minutos (conforme será descrito em 3.5.1).

A lista com a descrição dos instrumentos utilizados para medição de cada variável encontra-se na Tabela 1, e a ilustração de alguns dos mesmos com respectivas alturas de instalação estão representados na Figura 6.

Tabela 1. Descrição dos instrumentos e alturas dos sensores instalados para medição da direção do vento, precipitação (Ppt), pressão atmosférica (Patm), saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR) e velocidade do vento (u) na torre da REBIO Jaru.

Variáveis meteorológicas	Instrumentos	Altura da instalação (m)
Direção do vento	Anemoscópio Vector (W200P), North Wales, Reino Unido	62,5
Ppt	Pluviômetro Campbell Scientific (ARG-100), Barcelona, Espanha	62,0
Patm	Barômetro Vaisala (PTB 100A), Berlim, Alemanha	61,0
Rn	Conjunto Saldo-radiômetro Kipp & Zonen (CG1), Delft, Holanda	58,0
T	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A), Helsinki, Finlândia	61,5
UR	Termohigrômetro Vaisala (HMP35A), Helsinki, Finlândia	61,5
u	Anemômetro Vector (A100R), North Wales, Reino Unido	62,1

3 MATERIAL E MÉTODOS

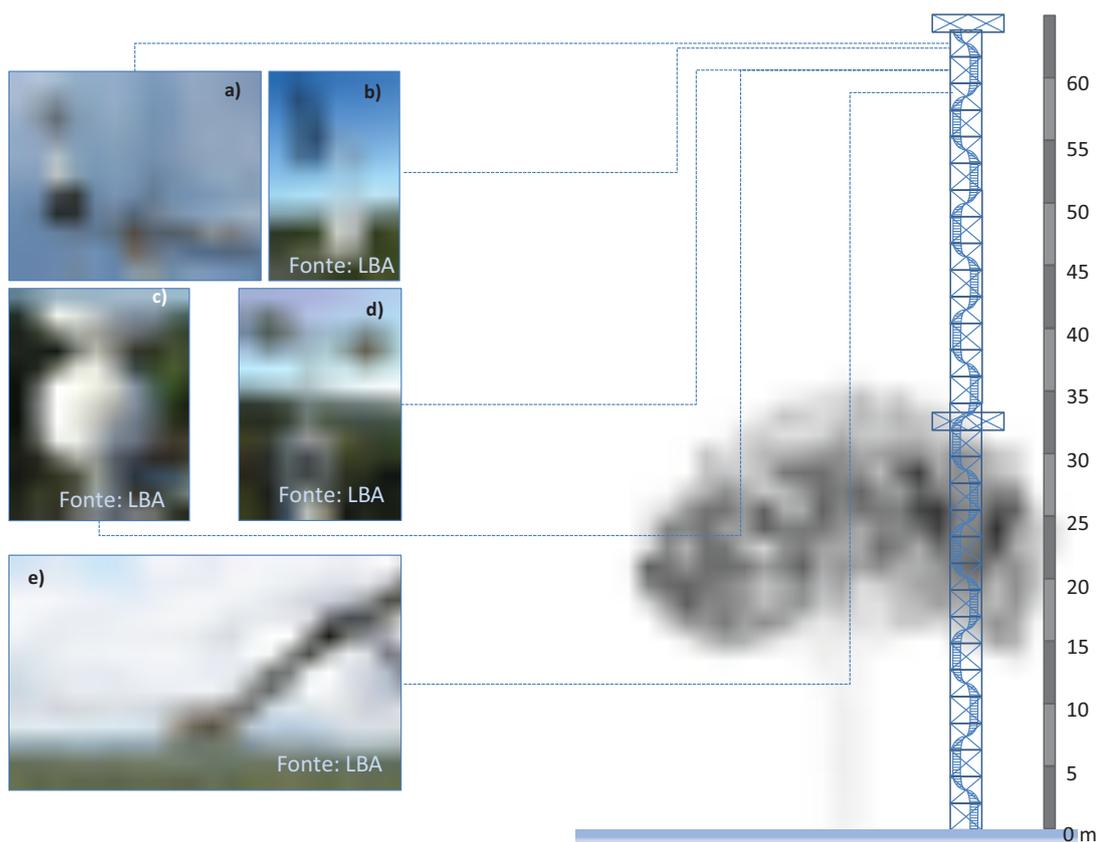


Figura 6. Anemômetro sônico tridimensional e analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (a), anemoscópio (b), pluviômetro (c), anemômetro (d) e conjunto saldo radiômetro (e) instalados na torre micrometeorológica da Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru).

3.2.2. Instrumentos Utilizados na Determinação dos Fluxos de Energia

As medidas de fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) foram determinadas pelo sistema de covariância de vórtices turbulentos (*eddy covariance*). Esse sistema consiste em sensores que medem as flutuações na velocidade vertical do vento, na temperatura e na densidade do vapor d'água, sendo: (i) anemômetro sônico tridimensional (Solent 1012R2, Gill Instruments, Lymington, UK) que mede as flutuações nas três componentes da velocidade do vento - velocidade horizontal do vento a leste (u), velocidade horizontal do vento a norte (v) e a velocidade vertical do vento (w), e a temperatura do ar, e (ii) analisador de gás por infravermelho de caminho aberto (LI- 7500, LICOR Inc., Lincoln USA) (Figura 6a), que mede as flutuações das concentrações de vapor d'água. Estes sensores foram conectados a um

3 MATERIAL E MÉTODOS

microcomputador tipo “*palmtop*”, que fez as leituras dos sensores com frequência de 10,4 Hz e armazenou os dados brutos em arquivos a cada 30 minutos.

Após coleta semanal, os dados foram processados com a rotina computacional Alteddy (ELBERS, 1998) desenvolvido pela Instituição Alterra (Holanda), a qual procede a uma série de correções antes de calcular os fluxos turbulentos. O tempo de amostragem utilizado no cálculo dos fluxos foi 800 segundos, em concordância com o que sugerem Rannik e Vesala (1999), segundo os quais, para minimizar erros na estimação de fluxos turbulentos é necessário usar constantes de tempo mais longas.

A precisão das medidas de fluxos de energia realizadas pelo método de covariância de vórtices turbulentos é avaliada para aumentar a confiabilidade nos dados calculando-se o fechamento do balanço de energia (MONCRIEFF et al., 1997; TWINE et al., 2000), o que, para a área em questão, varia ente 70 e 77% (ANDRADE et al., 2009), sendo o padrão geralmente encontrado para áreas florestais Amazônicas de aproximadamente 85% (ARAÚJO et al., 2002; ROCHA et al., 2004).

3.3. MÉTODO DE *WAVELET* DE MORLET

De acordo com Nakken (1998), a *wavelet* mãe utilizada deve ter um padrão semelhante ao sinal de estudo. Sob o mesmo aspecto, Torrence e Compo (1998) afirmam que tipos de *wavelets* contínuas como a de Morlet são indicadas para o estudo de séries temporais com características oscilatórias sendo, com isso, apropriadas para analisar a amplitude e a fase do sinal sob avaliação. Dessa forma, a função *wavelet* mãe adotada foi a de Morlet.

A *wavelet* de Morlet é uma exponencial complexa modulada por uma Gaussiana (Equação 10).

$$e^{i\omega_0 n} e^{-n^2/2}, \text{ com } n = t/s \quad (10)$$

em que t é o tempo, s é a escala de *wavelet* e ω_0 uma frequência adimensional.

3 MATERIAL E MÉTODOS

A potência global de *wavelet* (GWP), também denominado espectro de *wavelet* global, para uma dada escala s é a média temporal de todas as potências espectrais de *wavelets* locais (WPS).

3.3.1 O Espectro de Energia das wavelets

O espectro de energia local da *wavelet* (WPS) pode ser definido como a transformação *wavelet* da função autocorrelação (MARAUN et al., 2004).

A energia da *wavelet* contínua (CWT) define-se de acordo com a Equação 11.

$$W_n^x(s) = \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \sum_{n=1}^j x_n \cdot \psi_o \left[(n' - n) \frac{\delta t}{s} \right] \quad (11)$$

em que, $|W_n^x(s)|^2$ é a energia da *wavelet* contínua do sinal $x(t)$, s é o parâmetro de dilatação usado para mudar a escala, n é ao parâmetro de translação usado para deslizar no tempo. O fator $s^{-1/2}$ é a normalização para manter constante o total da energia da *wavelet* escalonada, Ψ_o significa a função de *wavelet* e n' é o índice do tempo.

Devido à transformada de *wavelet* não ser completamente localizada no tempo, o resultado final possui efeitos de bordas e, por isso, a utilidade de se usar o cone de influência (COI) em que os efeitos de borda podem ser desprezados.

Para as análises estatísticas, foi adotado o nível de significância de 5% para a condução do teste de hipótese, conforme sugerido em Torrence e Compo (1998), Torrence e Webster (1999) e Grinsted et al. (2004).

3.4 PRODUTOS DE SENSORIAMENTO REMOTO

3.4.1 Características do sensor MODIS

O sensor *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) é o principal instrumento a bordo dos satélites *Terra* (EOS AM-1) e *Aqua*, um dos Sistemas de Observação da Terra da NASA (EOS/NASA). O MODIS realiza

3 MATERIAL E MÉTODOS

observações de toda a superfície terrestre a cada 1 ou 2 dias, e adquire dados em 36 bandas espectrais que se situam entre 0,4 e 14,4 μm e se distribuem em diferentes grupos de resolução espacial (250 m, 500 m, e 1000 m) (MODIS, 2011).

O Satélite *Terra* tem órbita polar, hélio-síncrona de 98,1 minutos cruzando o equador às 10h 30min. no sentido Norte-Sul, enquanto a órbita do satélite *Aqua* é circular, polar, hélio-síncrona de 99 minutos estando programada para cruzar o Equador às 13h 30min. e no sentido inverso (Sul-Norte). O resultado desta sincronização traduz-se na capacidade do sensor MODIS coletar dados da superfície terrestre a cada 1 ou 2 dias, ou seja, com resolução temporal relativamente elevada.

Estes dados contribuem para melhorar a compreensão da dinâmica global e os processos que ocorrem na superfície terrestre, nos oceanos e na atmosfera mais baixa. Características mais detalhadas do sensor MODIS são apresentadas na Tabela 2.

Tabela 2. Características do sensor MODIS.

Características/Sensores	<i>Terra</i> MODIS	<i>Aqua</i> MODIS
Plataforma	Terra	Aqua
Agência	NASA	
País	EUA	
Início Operação	02/2000	05/2000
Peso (Kg)	274	
Inclinação (graus)	98,2	
Cruzamento Equador (h)	10h30min	13h30min
Altitude (km)	705	
Resolução espacial (m)	1000 m – 29 bandas	
	500 m – 5 bandas	
	250 m – 2 bandas	
Resolução espectral (nm)	405 a 14500	
Resolução radiométrica	12 bits	
Resolução temporal	1 a 2 dias	
Largura da faixa (km)	2330	

Fonte: Adaptado de Capão e Caetano (2005).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.4.2 Algoritmo de evapotranspiração global MOD16

O algoritmo de estimativa de evapotranspiração (ET), o MOD16, proposto por Mu et al. (2011) foi uma evolução dos modelos propostos por Cleugh et al. (2007) e Mu et al. (2007), e baseia-se na utilização da equação de Penman-Montheith (MONTHEITH, 1965), descrita na Equação 12.

$$LE = \frac{s \times A + \rho \times C_p \times (e_{sat} - e)/r_a}{s + \gamma \times (1 + r_s/r_a)\lambda} \quad (12)$$

em que, LE é o fluxo de calor latente ($W m^{-2}$) e λ é o calor latente de evaporação ($J kg^{-1}$); $s = d(e_{sat})/dT$ ($Pa K^{-1}$) é o coeficiente angular da reta tangente à curva que relaciona pressão de vapor (e_{sat} : Pa) com temperatura; A é a energia disponível particionada entre calor sensível ($W m^{-2}$), calor latente e fluxo de calor no solo na superfície; ρ é a densidade do ar ($kg m^{-3}$); C_p é o calor específico do ar ($J kg^{-1} K^{-1}$); enquanto r_s e r_a correspondem a resistência superficial da vegetação e aerodinâmica ($s m^{-1}$); γ é a constante psicrométrica ($Pa K^{-1}$), dada pela Equação 13.

$$\gamma = C_p \times P_{atm} \times M_a / (\lambda \times M_w) \quad (13)$$

em que, M_a e M_w são as massas moleculares do ar seco e úmido, respectivamente ($kg mol^{-1}$), e P_{atm} é a pressão atmosférica (hPa) (MU et al., 2007).

O valor de ET é calculado como a soma da evaporação do solo úmido mais a transpiração da vegetação. Ainda, está incluída no modelo a parcela de precipitação interceptada pelo dossel, e os valores de ET incluem todo o ciclo diário (período diurno e noturno).

O algoritmo utiliza como entrada dados ópticos do sensor MODIS e dados micrometeorológicos de reanálise.

Os dados de sensoriamento remoto utilizados no algoritmo são os produtos: classificação de uso e cobertura da terra, com resolução de $1 km^2$, coleção 4, produto MOD12Q1 (FRIEDL et al., 2002), índice de área foliar (IAF) e fração de radiação fotossinteticamente ativa (fPAR), com resolução de $1 km^2$, produto MOD15A2 (MYNENI et al., 2002) e albedo, produto MOD43C1 (JIN et al., 2003; SALOMON

3 MATERIAL E MÉTODOS

et al., 2006), com resolução de 500 m². Todos os produtos anteriormente descritos possuem resolução temporal de oito dias e são provenientes do sensor *Terra*.

Os dados meteorológicos incluem radiação solar incidente (R_s), temperatura média do ar, temperatura média do ar durante o dia, temperatura mínima do ar e pressão do vapor d'água (e_a) do projeto GMAO (Global Modeling and Assimilation Office).

Alguns detalhes do algoritmo MOD16 em forma de fluxograma são apresentados na Figura 7.

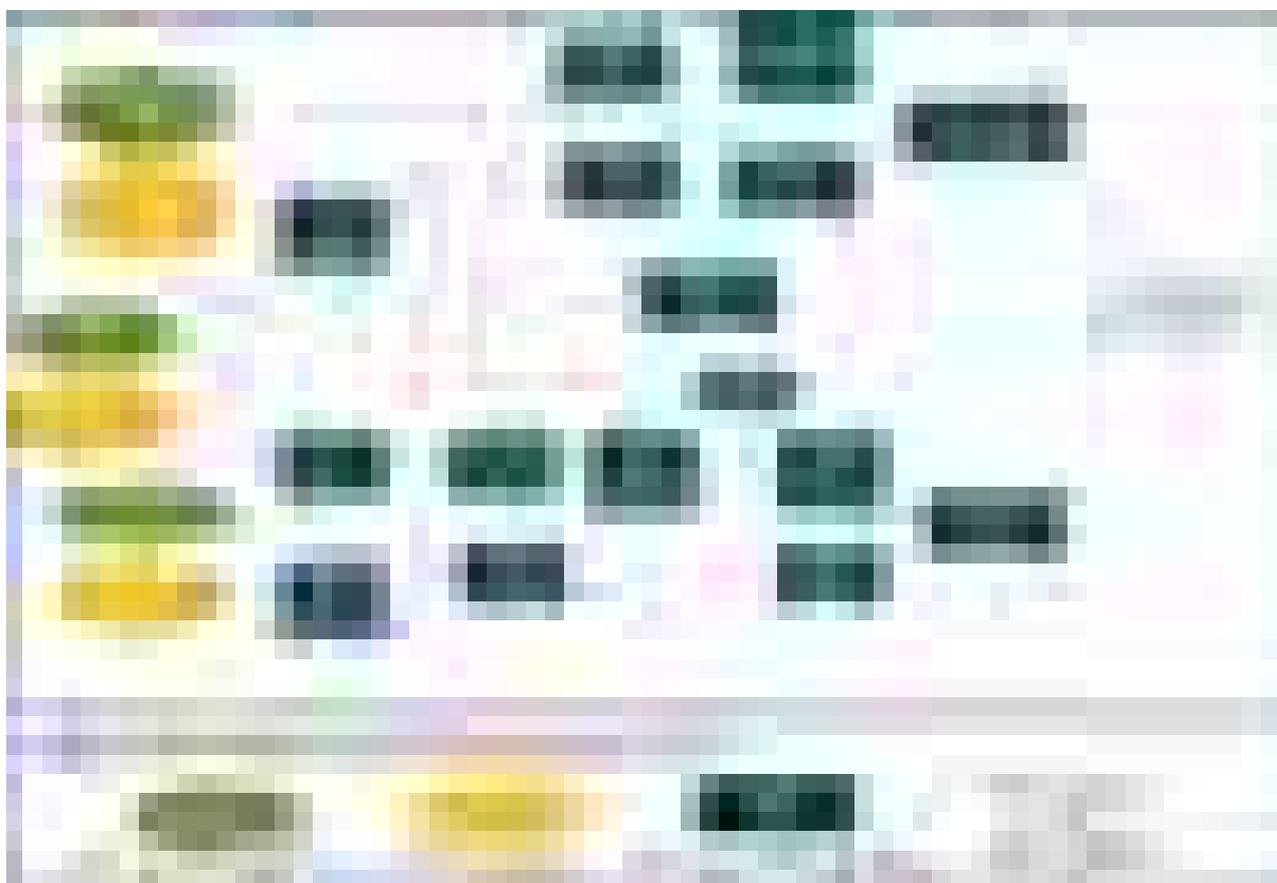


Figura 7. Fluxograma de desenvolvimento do algoritmo de evapotranspiração do MODIS (MOD16).

Fonte: Mu et al. (2011).

O produto MOD16 de evapotranspiração global disponibiliza o conjunto de dados de ET, LE, evapotranspiração potencial (PET) e fluxo de calor latente potencial (PLE), além do controle de qualidade (QA), com resolução espacial de 1

3 MATERIAL E MÉTODOS

km² cobrindo uma superfície de 109,03 milhões de km² de áreas vegetadas sobre o globo terrestre, em intervalos de 8 dias e mensal (MOD16A2) e anual (MOD16A3).

Mais informações acerca do algoritmo MOD16 podem ser obtidas em Mu et al. (2011).

3.4.3 Processamento e análise dos dados dos produtos MODIS

Os dados do sistema MODIS foram obtidos por meio do LPDAAC (*Land Processes Distributed Active Archive Center*, [HTTPS://lpdaac.usgs.gov/](https://lpdaac.usgs.gov/)), sendo de interesse do presente trabalho o algoritmo de evapotranspiração global MOD16, e os algoritmos utilizados como dados de entrada do mesmo (MOD12Q1 e MOD15A2), e ainda o produto MCD43A para albedo, uma vez que o produto MOD43C1 apresenta resolução temporal de 16 dias, o que ocasionaria uma perda de 50% dos dados. O período compreendido pelo conjunto de dados foi de 2004 a 2009, totalizando 276 dados (46 por ano), para cada variável.

Para os produtos MOD16 e MOD15A2 foi realizada a transformação das unidades para obtenção das variáveis com unidades adequadas, de acordo com as equações descritas no manual de cada produto (MODIS, 2011). Na Tabela 3 é apresentado um resumo das características dos produtos MOD16A2, MOD15A2 e MCD43A.

Tabela 3. Características dos produtos MOD16A2, MOD15A2 e MCD43A.

Produto MODIS	Função	Transformação	Unidade
MOD16A2	Prover dados de fluxo de calor latente (LE)	/86400 x10 ⁴	W m ⁻²
MOD15A2	Prover dados de índice de área foliar (IAF)	x 0,1	m ² m ⁻²
	Prover dados de fração de radiação fotossinteticamente ativa (fPAR)	x 0,01	adimensional
MCD43A	Prover dados de albedo	-	adimensional

3 MATERIAL E MÉTODOS

Dados abrangendo uma área de 11 x 11 km, utilizando como ponto central as coordenadas da torre REBIO Jaru, foram utilizados como referência de escala espacial. Inicialmente, foi utilizada a média de 3 x 3 km (9 pixels), de acordo com o definido anteriormente por Mu et al. (2007); Cleugh et al., 2007; Ruhoff (2011) e Kim et al. (2012). Ainda, foram testados tratamentos diferenciados, com dados de diferentes pixels, onde foram considerados: a) a resolução de referência (3 x 3 km), b) apenas o pixel central da torre (1 x 1 km), c) os pixels referentes à direção predominante do vento definidos de acordo com a análise realizada por estação (Figura 9) e d) os pixels representativos apenas de área florestada, dentro do quadrante 3 x 3 km (Tabela 4), sendo os últimos selecionados de acordo com a classificação de uso e ocupação do solo, representada na Figura 8, em que a numeração dos pixels representados pelos quadrados com linhas tracejadas inicia-se da esquerda para a direita, na parte superior do mapa, totalizando 121 pixels.

Na Tabela 4, os pixels em verde correspondem à área com 100% de cobertura de floresta ombrófila sempre verde, e pixels em vermelho correspondem à área com incidência de outras coberturas do solo, podendo ter parcelas de áreas úmidas permanentes (rio), cultura ou savana.

Tabela 4. *Pixels* utilizados em testes de escala espacial.

Pixel central	3x3 km	Direção Norte	Direção Sul-sudoeste
1 pixel (61)	9 pixels (49, 50, 51, 60, 61, 62, 71, 72, 73)	10 pixels (5, 6, 7, 16, 17, 18, 28, 39, 50, 61)	10 pixels (61, 72, 82, 83, 93, 94, 104, 105, 115, 116)

3 MATERIAL E MÉTODOS



Figura 8. Classificação de biomas do produto MCD12Q1 na área da Reserva Biológica do Jaru (REBIO Jaru). Os quadrados com linhas tracejadas representam os pixels, LE_{MOD1X1} representa o pixel central, onde está localizada a torre micrometeorológica, e LE_{MOD} representa uma área de 3x3 pixels no entorno da torre.

3 MATERIAL E MÉTODOS

A análise da direção predominante dos ventos também foi utilizada como um critério de seleção dos *pixels*, pois, de acordo com diversos estudos, os fluxos tendem a vir de direções do vento bastante significativas (CHASMER, 2008), como pode ser verificado na Figura 9, em que predominam ventos na direção norte - N (estações úmida e seca-úmida) e na direção sul-sudoeste – SSW (estações seca e úmida-seca). Assim, também foram selecionados *pixels* considerando a direção predominante do vento de acordo com as estações do ano.

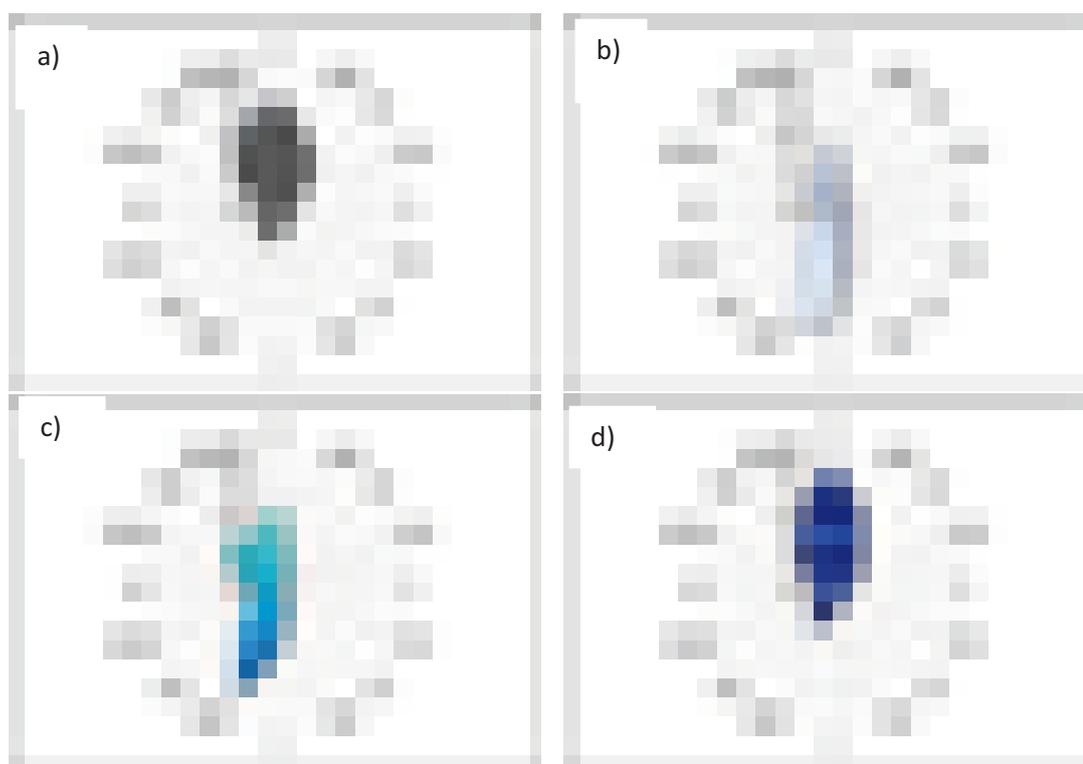


Figura 9. Rosa dos ventos para determinação da direção predominante dos ventos na REBIO Jaru, nas estações úmida (a), úmida-seca (b), seca (c) e seca-úmida (d).

*Observação: As abreviações significam N = norte, NNE = norte-noroeste, NE = nordeste, ENE = leste-nordeste, E = leste, ESE = leste-sudeste, SE = sudeste, SSE = sul-sudeste, S= sul, SSW = sul-sudoeste, SW = sudoeste, WSW = oeste-sudoeste, W= oeste, WNW = oeste-noroeste, NW = noroeste, NNW = norte-noroeste.

Em todos os casos, utilizou-se o controle de qualidade (MOD16A2QC), no qual sinais de contaminação por nuvens, em cada pixel, foram analisados para filtrar e rejeitar dados com qualidade insuficiente (MYNENI et al., 2002). Na Tabela 5, observam-se os valores atribuídos a cada *bit*, num total de 8 *bits*. Para se obter o

3 MATERIAL E MÉTODOS

valor apresentado no algoritmo MOD16A2QC, os códigos abaixo foram decodificados como números binários, resultando em valores hexadecimais de 0, 8, 16, 32, 40, 48, 97, 105, 113, 157 e 255, sendo considerado de qualidade aceitável até a composição 97.

Tabela 5. Resumo das variáveis de controle de qualidade (QC) do produto MOD16A2QC.

Número do bit	Nome do parâmetro	do terra-	Combinção do bit	QC
0-1	Passagem oceano	terra-	00	0 TERRA
			01	1 COSTA
			10	2 ÁGUA
			11	3 OCEANO
2	Neve e gelo		0	Neve/gelo não identificados
			1	Neve/gelo identificados
3	Aerossol		0	Não identificado ou baixa concentração de aerossóis
			1	Níveis médios a altos de aerossóis identificados
4	Cirrus		0	Cirrus não identificado
			1	Cirrus identificado
5	Nuvens		0	Sem nuvens
			1	Nuvens identificadas
6	Sombras de nuvens		0	Sombras de nuvens não identificadas
			1	Sombras de nuvens identificadas
7	Bioma		0	Bioma fora do intervalo <1,4>
			1	Bioma no intervalo <1,4>

Fonte: Adaptado de MODIS (2011).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.5 TRATAMENTO DOS DADOS

3.5.1 Dados do microclima

Para realizar a caracterização do microclima e dos fluxos de energia local foi utilizada a série de dados referente aos anos de 2004 a 2010. Os dados das variáveis meteorológicas e de fluxos de energia foram filtrados, de modo que a checagem da consistência dos dados foi realizada com base nas características físicas de cada variável, utilizando filtros pré-definidos pelo Programa LBA (von RANDOWN et al., 2004; LBA, 2013), com valores mínimos e máximos de acordo com a Tabela 6, de forma a retirar dados espúrios.

Tabela 6. Valores mínimos e máximos adotados para filtragem dos dados, e respectivas unidades de medidas das variáveis meteorológicas.

Variáveis	Valores mínimos	Valores máximos	Unidades de medidas
Fluxo de calor latente (LE)	-50	700	W m ⁻²
Fluxo de calor sensível (H)	-150	500	W m ⁻²
Pressão atmosférica (Patm)	980	1025	hPa
Saldo de radiação (Rn)	-100	1.000	W m ⁻²
Temperatura do ar (T)	10	50	°C
Umidade relativa do ar (UR)	25	105	%
Velocidade do vento (u)	0	20	m s ⁻¹

Após a filtragem dos dados, para análise dos dados do microclima local, foram calculadas as médias horárias (ciclo diário, considerando período diurno e noturno), mensais e anuais com respectivo desvio padrão (\pm DP). Para cálculos de média da temperatura do ar (T), umidade relativa do ar (UR), velocidade do vento (u) e saldo de radiação (Rn) foram utilizados os dados diários (períodos diurnos e noturnos), com médias registradas a cada meia hora para os anos 2004, 2009 e 2010 e a cada 10 minutos para os anos 2005, 2006, 2007 e 2008, de acordo com a

3 MATERIAL E MÉTODOS

configuração do *datalogger*. Procedimento análogo foi realizado para os dados de fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H), em que os dados de todo o período estudado foram medidos a cada meia hora.

A divisão da sazonalidade anual em quatro estações se deu de acordo com observações anteriores do microclima regional (ROCHA et al., 2004; WEBLER, AGUIAR e AGUIAR, 2007; GOMES, 2011; COELHO et al., 2012), considerando a presença de distintos períodos sazonais (estações bem definidas), sendo o período sazonal úmido definido como de janeiro a março, o período seco, de julho a setembro e os períodos intermediários classificados como de transição úmida-seca (abril a junho) e seca-úmida (outubro a dezembro).

3.5.1.1. Análise do percentual de falhas nos dados da série temporal

Em torres micrometeorológicas que realizam medidas contínuas, a existência de falhas no conjunto de dados é inerente. Tais erros podem ser atribuídos a erros intrínsecos aos sensores ou mesmo à manutenção técnica ou erros de coleta e armazenamento e podem variar, para diferentes áreas estudadas na região Amazônica, em média entre 0,3 e 59% (IMBUZEIRO, 2005).

Na Tabela 7 são apresentados os percentuais de dados utilizados e de falhas, para cada ano da série em estudo (2004 a 2010). O número de dados das variáveis micrometeorológicas variou de 17520 para dados medidos a cada meia hora (17568 em anos bissextos) e 52560 para dados medidos a cada 10 minutos (52704 em anos bissextos). O percentual médio de falhas variou de 14,31% (dados de T) a 46,98% (dados de LE). As maiores perdas foram observadas nos dados de H e LE, obtidos pelo sistema *eddy covariance*. De um modo geral, o ano com maiores perdas foi 2007 e o com melhor desempenho foi 2009.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Tabela 7. Percentagens de dados utilizados e de falhas (entre parênteses) referentes às variáveis umidade relativa do ar (RH), velocidade do vento (u), saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H), de 2004 a 2010.

	UR	T (°C)	u	Rn	LE	H	
Período	(%)		(m s ⁻¹)	(W m ⁻²)	(W m ⁻²)	(W m ⁻²)	
2004	79,8(20,2)	82,2(17,8)	62,1(37,9)	86,2(15,8)	78,8(21,2)	87,4(13,6)	
2005	65,1(34,9)	65,1(34,9)	65,1(34,9)	65,1(34,9)	75,2(24,8)	86,0(14,0)	
% de dados utilizados e (% falhas)	2006	96,3(3,7)	96,3(3,7)	0,0(100)	92,2(9,8)	26,0(74,0)	29,8(70,2)
	2007	59,7(40,3)	0,0(100)	59,7(40,3)	59,7(40,3)	31,3(68,7)	35,6(64,4)
	2008	99,9(0,1)	99,9(0,1)	99,9(0,1)	99,9(0,1)	44,3(55,7)	43,8(56,2)
	2009	99,7(0,3)	99,7(0,3)	84,8(15,2)	99,7(0,3)	76,2(23,8)	86,6(13,4)
	2010	96,9(3,1)	96,9(3,1)	58,4(41,6)	96,4(3,6)	40,3(59,7)	52,3(47,7)
	Média	85,3(14,7)	85,7(14,3)	61,4(38,6)	85,6(14,4)	53,0(47,0)	60,2(39,8)

3.5.2. Dados para análises de *wavelets*

Para a análise da transformada de *wavelet* foram utilizados dados de LE, Rn, UR e T em alta escala de frequência (dados a cada meia hora) e baixa escala de frequência (dados diários) nas estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, coletados nos anos 2004 e 2009 na torre micrometeorológica REBIO Jarú. Ainda, foram calculadas anomalias a cada meia hora a partir da remoção do ciclo diário médio, em que foi calculado o dia médio a cada meia hora e o mesmo foi subtraído da série. A finalidade desse procedimento foi observar outras escalas de variabilidade de maneira mais clara.

O critério de escolha dos anos a serem analisados foi possuir menos de 30% de falhas em cada uma das variáveis pareadas (de acordo com Tabela 7), uma vez que as séries utilizadas para análise de *wavelets* necessitam ser contínuas (sem falhas). Foi utilizado também o ano de 2005 para a variável LE, devido à particularidade deste ano ter sido de evento extremo (seca na Amazônia), de acordo com dados do INPE (2005), uma vez que essa variável atendeu ao requisito anteriormente citado, com 75,18% de dados disponíveis.

3 MATERIAL E MÉTODOS

Todas as falhas existentes nas séries temporais selecionadas foram preenchidas por interpolação de acordo com as seguintes condições, propostas por Senna (2004):

- Se a falha (f) for menor ou igual a 3 horas, aplica-se a Equação 14.

$$X_i = X_p + \frac{(X_{p+f+1} - X_p)}{f+1} \times (i - p) \quad (14)$$

Em que X_i é o valor a ser preenchido, X_p é o antecessor da falha e X_{p+f+1} é o sucessor da falha.

- Se a falha for maior que 3 horas e menor que 24 horas, aplica-se a Equação 14.

$$X_i = X_{i-24} + \frac{[(p+f+1)-i]}{f+1} \times (X_p - X_{p-24}) + \frac{(i-p)}{f+1} \times (X_{p+f+1} - X_{p+f+1-24}) \quad (15)$$

- Se a falha for maior ou igual a 24 horas, aplica-se a Equação 16.

$$X_i = X_{i-24m} + \frac{[(p+f+1)-i]}{f+1} \times (X_p - X_{p-24m}) + \frac{(i-p)}{f+1} \times (X_{p+f+1} - X_{p+f+1-24m}) \quad (16)$$

Em que, m é a parte inteira de $(f/24)+1$. Essas equações de interpolação fazem com que o período sem dados siga o mesmo comportamento de um período similar com dados, preenchendo as falhas de forma mais realística do que uma interpolação linear (SENNA, 2004).

As séries completas serviram como dados de entrada para geração das transformadas de *wavelets*, de acordo com os códigos “*wavelets* horária” e “*wavelets* diária”, elaborado por C. Torrence, disponível em <http://paos.colorado.edu/research/wavelets>, na linguagem utilizada pelo Software Matlab®.

3.5.3 Dados comparativos com produtos de sensoriamento remoto

Todas as variáveis microclimáticas obtidas por observação de campo foram utilizadas para fins de comparação com os produtos do MODIS.

Para tal, foram realizadas médias do dia médio a cada oito dias, sendo este intervalo correspondente aos dias julianos em que se deu a passagem do sensor

3 MATERIAL E MÉTODOS

MODIS, para que todos os dados ficassem na mesma resolução temporal, de modo que, as médias do dia 361 dos anos bissextos (2004 e 2008) foram calculadas com seis dias de dados, e dos anos não bissextos (2005, 2006, 2007, 2009 e 2010), foram calculadas com cinco dias de dados.

3.6 ANÁLISES ESTATÍSTICAS DOS DADOS

Na aplicação de muitas técnicas estatísticas a um conjunto de dados, como na análise de séries temporais, é importante verificar a normalidade das variâncias (MEZZOMO, 2005). Nesse sentido, foi aplicado o teste de Kolmogorov-Smirnov para verificar a normalidade a nível de significância de 5%, e, nos casos em que não se tenha verificado essa propriedade, foi realizada a análise estatística recomendada àquele conjunto de dados, conforme descrição a seguir.

Na análise dos dados micrometeorológicos e de H e LE a cada meia hora, para cálculos de correlação, foi utilizada a correlação de Kendal, recomendada para amostras com ausência de distribuição normal e com mais de 30 dados (HAIR et al., 2009). Para análise de variância entre as médias foi utilizado o teste de Kruskal-Wallis a um nível de significância de 5%, para todo o conjunto de dados, a fim de verificar diferenças significativas entre as estações do ano. O teste de Kruskal-Wallis é um teste não paramétrico extensão do teste de Wilcoxon-Mann-Whitney, utilizado para comparar três ou mais amostras. Ele é usado para testar a hipótese nula de que todas as populações possuem funções de distribuição iguais contra a hipótese alternativa de que ao menos duas das populações possuem funções de distribuição diferentes.

No intuito de analisar a aplicabilidade do MOD16 para uma área de floresta sazonal semidecidual (sítio REBIO Jaru), foi avaliada a acurácia do modelo por meio dos coeficientes de correlação de Pearson (r), um indicativo da existência de associação linear entre duas variáveis, para um nível de significância de 5% ($\alpha = 0,05$). Matrizes de correlação de Pearson foram geradas, com dados de variáveis microclimáticas e produtos do MODIS, a fim de detectar associações entre estas variáveis e os fluxos de calor latente medido pelo sistema *eddy covariance* (LE_{EC}) e

3 MATERIAL E MÉTODOS

estimado pelo produto MOD16 (LE_{MOD}). Para os conjuntos de dados separados mensalmente, foi realizado o teste T, que avalia a significância estatística da diferença entre duas médias de amostras independentes – no caso, LE_{EC} e LE_{MOD} – sendo um caso especial de análise de variância (ANOVA), que permite identificar quão grande deve ser o valor t para se considerar a diferença estatisticamente significativa, ou seja, a diferença não é causada pela variabilidade amostral (HAIR et al., 2009). O nível de significância adotado foi de 5% ($\alpha = 0,05$).

Todas as análises estatísticas foram realizadas no *software* SPSS[®] v. 21.0.

Da análise de regressão linear, foi extraído o coeficiente de determinação (r^2), que por sua vez permite avaliar o quanto o modelo reflete a variância nos dados observados, juntamente com o coeficiente angular (b). Para a obtenção da equação, as variáveis observadas foram consideradas como eixo X e as variáveis simuladas, como eixo Y. Deste modo, $b > 1$ representa tendência do modelo a superestimar as variáveis em questão e $b < 1$, tendência a subestimar.

Na sequência, foi calculada a raiz do erro médio quadrático RMSE (*root mean square error*), um indicador da acurácia do modelo por meio da diferença quadrática dos erros (WILKS, 2006), calculado por meio da Equação 17.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Ci - Mi)^2} \quad (17)$$

Em que, C_i e M_i são os valores do modelo e medidos, respectivamente, e n é o número total de observações.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

O presente capítulo foi dividido de acordo com a seguinte estrutura:

Na seção 4.1, intitulada “*Caracterização dos componentes microclimáticos*”, foram apresentadas as características dos principais elementos microclimáticos, bem como as interações existentes entre eles, sendo estes as medidas micrometeorológicas e de fluxos de energia, em diferentes análises temporais da série de 2004 a 2010.

Na seção 4.2, “*Análise de séries temporais*”, os padrões de variações das séries temporais do fluxo de calor latente e das variáveis ambientais que apresentaram correlação significativa com o LE, a saber Rn, UR e T, foram analisados utilizando-se a ferramenta *wavelet* de Morlet.

A seção 4.3, denominada “*Utilização do produto de sensoriamento remoto MOD16 para estimativa do fluxo de calor latente*”, apresenta uma análise da acurácia do algoritmo MOD16 e sua aplicabilidade para estimativas de evapotranspiração na REBIO Jaru, além de propor arranjos espaço-temporais que melhor representem as características do produto. Ademais, os fatores que influenciam no comportamento do fluxo de calor latente, seja este observado ou estimado, foram ponderados.

Por fim, na seção 4.4, “*Aspectos gerais relativos aos métodos de análise temporal e espacial aplicados ao fluxo de calor latente*”, uma avaliação integrada das informações obtidas nos itens anteriores foi realizada, agrupando informações referentes à escala (espacial e temporal) para verificar a aplicabilidade das ferramentas transformada de *wavelet* e produto MOD16 na REBIO Jaru.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DOS COMPONENTES MICROCLIMÁTICOS

Os comportamentos inter e intra-anual (análise dos períodos sazonais), bem como as variações médias mensais e diárias da área em estudo, caracterizada por seu clima tropical chuvoso, estão descritos nos tópicos a seguir, considerando (a) as condições micrometeorológicas de R_n , T , UR e u , (b) o comportamento de H e LE e (c) a relação existente entre as variáveis.

4.1.1 Condições micrometeorológicas

4.1.1.1 Análise do ciclo diário e das médias mensais dos componentes micrometeorológicos

A análise do ciclo diário de R_n , T , UR e u foi realizada por meio das médias das variáveis medidas a cada 30 min. referente aos anos 2004 a 2010 (Figura 10). A delimitação bem definida entre ciclos diurnos e noturnos foi observada, com amplitude média diária de R_n de $489,1 \text{ W m}^{-2}$ e média $\pm DP$ de $117,3 \pm 181,6 \text{ W m}^{-2}$. Os ciclos diurnos de R_n iniciaram às 6:00h, com máximo ao meio dia ($462,6 \text{ W m}^{-2}$), e declínio até às 18:00h, horário em que se inicia novamente o ciclo noturno, em que os valores foram negativos, uma vez que neste período a energia disponível é advinda exclusivamente da radiação de onda longa, que por sua vez provém da emissão dos gases atmosféricos e de superfícies líquidas e sólidas da Terra (GALVÃO e FISCH, 2000).

Houve variações no saldo de radiação ocorridas no ciclo diurno que representam a atuação do solo como um reservatório de calor, uma vez que as camadas superficiais do solo respondem imediatamente à incidência de radiação solar. Durante o ciclo noturno, a superfície do solo e a vegetação perdem energia para o espaço, resfriando-se rapidamente, e assim a superfície torna-se mais fria que o ar atmosférico (LIBERATO e CARDOSO, 2010).

A T e a u , seguiram o padrão de R_n , com comportamento diretamente proporcional à esta última, com valores máximos e mínimos observados nos períodos diurnos e noturnos, respectivamente, porém com uma defasagem. As variáveis T e u apresentaram máximos às 14:30h, de $28,7 \text{ °C}$ e $2,2 \text{ m s}^{-1}$, respectivamente, denotando

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

que, com maior disponibilidade energética, houve ganhos térmicos aumentando assim os movimentos convectivos das massas de ar. A amplitude diária média foi de $6,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $0,92\text{ m s}^{-1}$, e a média de $25,0\pm 2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $1,65\pm 0,34\text{ m s}^{-1}$, para T e u, na mesma ordem.

A UR apresenta um comportamento inversamente proporcional a R_n , com valor mínimo diário de 60,49%, às 14:30h, com amplitude de 28,53%, considerada elevada, o que evidencia uma característica da região.

Uma característica da UR é que entre 6 e 7h da manhã houve um acréscimo decorrente das primeiras horas de incidência da radiação solar, que atua evaporando o orvalho formado durante o período noturno. O máximo de umidade ao meio da manhã também pode ser originado pelo efeito de entranhamento do ar acima da camada limite, que traz ar seco e quente para a camada limite convectiva (FISCH et al., 1997).

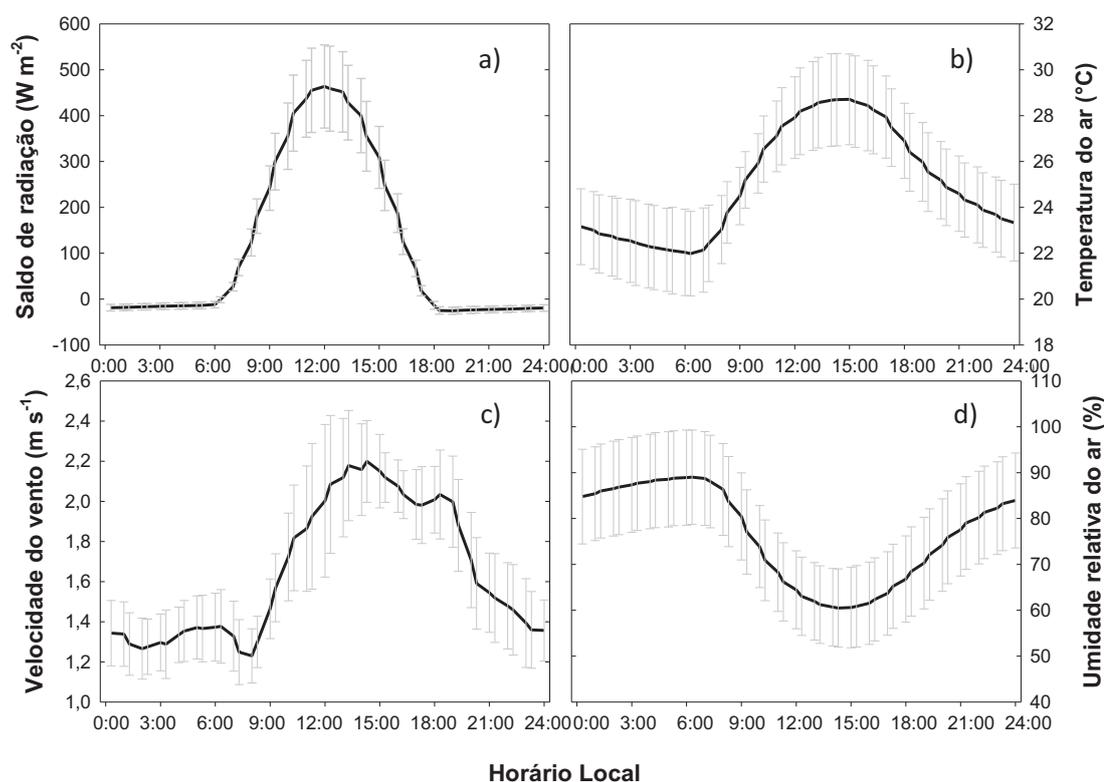


Figura 10. Ciclo diário (\pm DP) do saldo de radiação (a), temperatura do ar (b), velocidade do vento (c) e umidade relativa do ar (d), médias de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

O retardo das componentes UR e T em relação à Rn máxima provavelmente é devido à distância vertical existente entre a superfície do solo e o sensor termohigrômetro.

A média anual de Rn foi $121,2 \pm 28,5 \text{ W m}^{-2}$, com maior média mensal em julho, coincidindo com o início do período seco, e menor em maio (estação úmida-seca). Este resultado difere do estudo realizado por Gruber (1978), no qual traçou o perfil do saldo de radiação para as diferentes latitudes do globo utilizando dados fornecidos por satélites da série NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), identificando os maiores valores, no hemisfério sul, durante o verão (DJF), e os menores valores, no inverno (JJA). No entanto, os resultados do presente estudo se justificam pelo fato de, na estação da seca, haver menos interferência de nuvens, permitindo que maior parcela da radiação incidente atinja a superfície, ao contrário dos períodos chuvosos, onde há interferência de nuvens sobre a radiação solar.

As variáveis UR e T seguem a tendência de Rn, mas apresentam defasagem, em que os mínimos valores de UR ocorreram um mês após valores máximos de Rn (mês de agosto, estação seca), e o máximo valor de T ocorre 2 meses depois do mesmo evento (mês de setembro, estação seca), caracterizando assim uma estação seca bem definida. A partir de outubro, as temperaturas decresceram, e a UR aumentou em torno de 11%, coincidindo com o início das chuvas. Os valores máximos de UR ocorreram em fevereiro (estação úmida), e as mínimas temperaturas, em maio (estação úmida-seca), sendo esta última, na maioria das vezes, ocasionada por um evento climático que pode ocorrer na região entre maio e agosto, denominado “friagem” (OLIVEIRA et al., 2004). As médias anuais de UR e T foram, respectivamente, $79,6 \pm 3,7\%$ e $24,8 \pm 1,8 \text{ }^\circ\text{C}$.

Maiores variações entre as médias mensais de u ocorreram durante as estações úmida e úmida-seca, denotando maior instabilidade nas condições atmosféricas nesses períodos em relação aos demais.

De um modo geral, foi possível identificar variações ao longo do ano nas variáveis, o que corrobora a existência de padrões intra-anuais distintos no comportamento do microclima local, justificando a subdivisão do ano em períodos

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

sazonais (estações), sendo estes um período característico úmido, um período característico seco, e os períodos de transição entre eles.

4.1.1.2 Análise das variações sazonais

Os valores médios das variáveis micrometeorológicas referentes às estações úmida (janeiro a março) e seca (julho a setembro) e estações de transição úmida-seca (abril a junho) e seca-úmida (outubro a dezembro) estão dispostos na Tabela 8.

O R_n apresentou um padrão de comportamento com variação negativa em torno da média nas estações úmida e úmida-seca, e com variação positiva nos demais períodos, indicando maior disponibilidade de energia no ecossistema, alcançando +4,2% de R_n na seca-úmida.

A T refletiu o padrão de comportamento de R_n , em que, pela menor disponibilidade de energia, as menores temperaturas ocorreram durante as estações úmida e úmida-seca, em contrapartida, o aumento na energia disponível refletiu diretamente no aumento de T nos demais períodos, podendo chegar a +6% durante a estação seca-úmida, o que representou uma diferença intra-anual, em média, de até 1,7 °C. Estes resultados concordam com estudos anteriores realizados com dados da REBIO Jaru, nos quais Gomes (2011), estudando o período de 1999 a 2010 obteve valores médios de $24,7 \pm 0,33$ °C (estação chuvosa) e de $26,2 \pm 0,46$ °C (estação seca), com diferença térmica de 1,4 °C, e Costa et al. (2010) verificaram que a temperatura média anual foi 22,9 °C e a média durante as estações úmida e seca foram 20,9 °C e 24,9 °C, respectivamente.

Este comportamento pode ser explicado pela menor taxa de cobertura de nuvens na estação seca, que permite uma maior incidência de radiação solar durante o dia, aumentando a energia disponível no sistema.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 8. Médias sazonais (\pm DP) e variação em torno da média (sendo os valores positivos maiores do que a média anual, e negativos, menores que a média anual) das variáveis saldo de radiação (Rn), temperatura do ar (T), velocidade do vento (u) e umidade relativa do ar (UR), de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. Os índices ^{a,b,c,d} indicam conjuntos de dados que não apresentaram diferença significativa de variância ($\alpha \leq 0,05$) de acordo com o teste de Kruskal – Wallis.

Estação	Rn		UR		T		u	
	Média (\pm DP)	Variação (%)	Média (\pm DP)	Variação (%)	Média (\pm DP)	Variação (%)	Média (\pm DP)	Variação (%)
Úmida	125,1 \pm 10,5	-2,4	88,1 \pm 10,5	+10,8	24,2 \pm 1,3	-4,0 ^{a,b}	1,6 \pm 0,1	-5,8
Úmida- seca	123,4 \pm 13,9	-3,6	82,3 \pm 3,9	+3,5	23,9 \pm 1,6	-5,4 ^c	1,6 \pm 0,2	-5,8 ^a
Seca	134,7 \pm 9,0	+3,6	67,6 \pm 4,7	-15,0	25,7 \pm 0,6	+3,4 ^{a,d}	1,7 \pm 0,2	0,0 ^a
Seca- úmida	138,1 \pm 11,3	+4,2	81,3 \pm 2,6	+2,2	25,4 \pm 2,0	+6,0 ^{b,c,d}	1,6 \pm 0,2	-5,8

A UR apresentou variação negativa com relação à média apenas no período seco, no entanto, foi o componente que apresentou maiores variações sazonais, com variação positiva de +10% na estação úmida, e -15% na seca, chegando valores médios nesta estação de 67,6 \pm 4,7%, evidenciando a suscetibilidade do ecossistema à perdas hídricas em períodos de estiagem, de modo que seu comportamento varia de forma diretamente proporcional à precipitação.

Os valores de u diferiram, em termos de valor absoluto, em 0,1 m s⁻¹, representando, em média, semelhança comportamental desta variável entre as diferentes épocas do ano.

Para comprovar a hipótese de diferença de comportamento entre as estações, foi realizado o teste de Kruskal-Wallis para detectar diferença entre as médias, por estação. De acordo com os resultados apresentados na Tabela 8, a um nível de significância de 5%, existe diferença significativa entre as médias dos períodos sazonais para a grande maioria dos dados micrometeorológicos.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

4.1.1.3 *Variações interanuais*

De um modo geral, observou-se que, além das variações intra-anuais decorrentes do comportamento sazonal, houve também variações ao longo dos anos (Figura 11), podendo estas serem ocasionadas por fenômenos climáticos de grande escala, como as duas grandes secas recentes, que ocorreram em 2005 e 2010 (MARENGO et al., 2008; COELHO et al., 2012). Tais eventos foram documentados e associados por diversos autores com: (i) a ocorrência de eventos El Niño, (ii) aquecimento anormal da superfície do Atlântico Norte durante o inverno-primavera austral – correspondente às estações seca e seca-úmida - e (iii) a ambos, sendo a intensificação dos períodos de seca no sudoeste da Amazônia mais fortemente associado ao fator ii (MARENGO et al., 2008; COELHO et al., 2012; SAATCHI et al., 2012). Marengo et al. (2011) complementam que a seca de 2010 na Amazônia teve início durante o verão austral – correspondente à estação úmida - durante um evento de El Niño, e depois foi intensificado como consequência do aquecimento no Atlântico Tropical Norte.

Os valores de R_n foram maiores nas estações seca e seca-úmida, nos anos de 2005 e 2010, refletindo em queda da UR e elevação da temperatura, principalmente durante a estação seca. A resposta destas duas variáveis à seca de 2005 pode ter influenciado no ano subsequente, em que as temperaturas continuaram mais elevadas e a umidade, mais baixa, com aparente tendência à recuperação das mesmas apenas no ano de 2007. Tal comportamento corrobora estudos realizados por Saatchi et al. (2012), em que os autores afirmam que os efeitos das secas severas na Amazônia podem persistir por anos, devido ao severo declínio na umidade do solo, uma vez que, em condições naturais, a água armazenada no solo garante a disponibilidade hídrica ao ecossistema mesmo nos períodos em que há déficit de precipitação (von RANDOW et al., 2004; AGUIAR, 2005; ANDRADE et al., 2009).

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

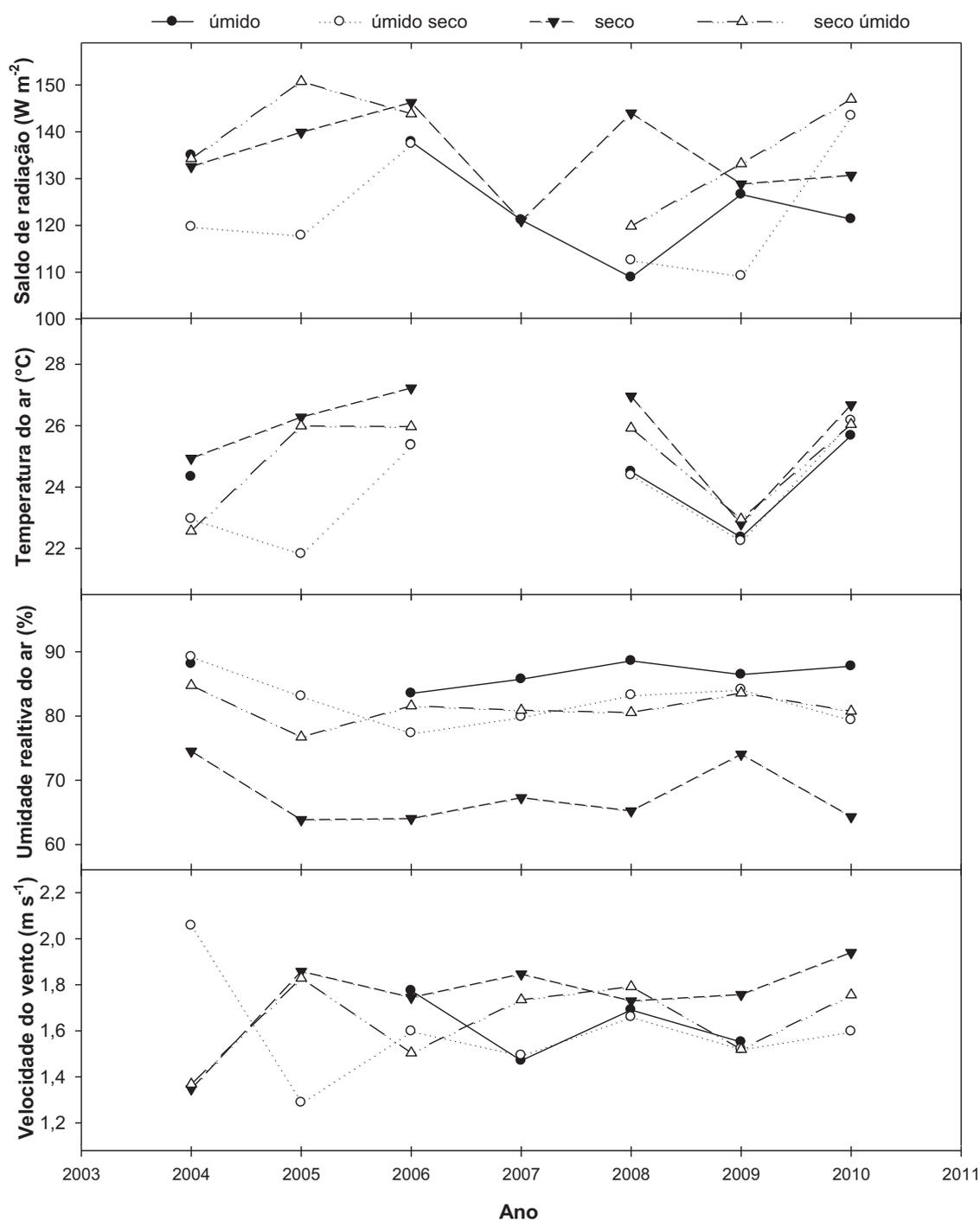


Figura 11. Média anual do saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento nas estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, anos 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Na Figura 12, as variações interanuais, de 2004 a 2010, estão representadas por meio do ciclo diário mensal, por ano de estudo.

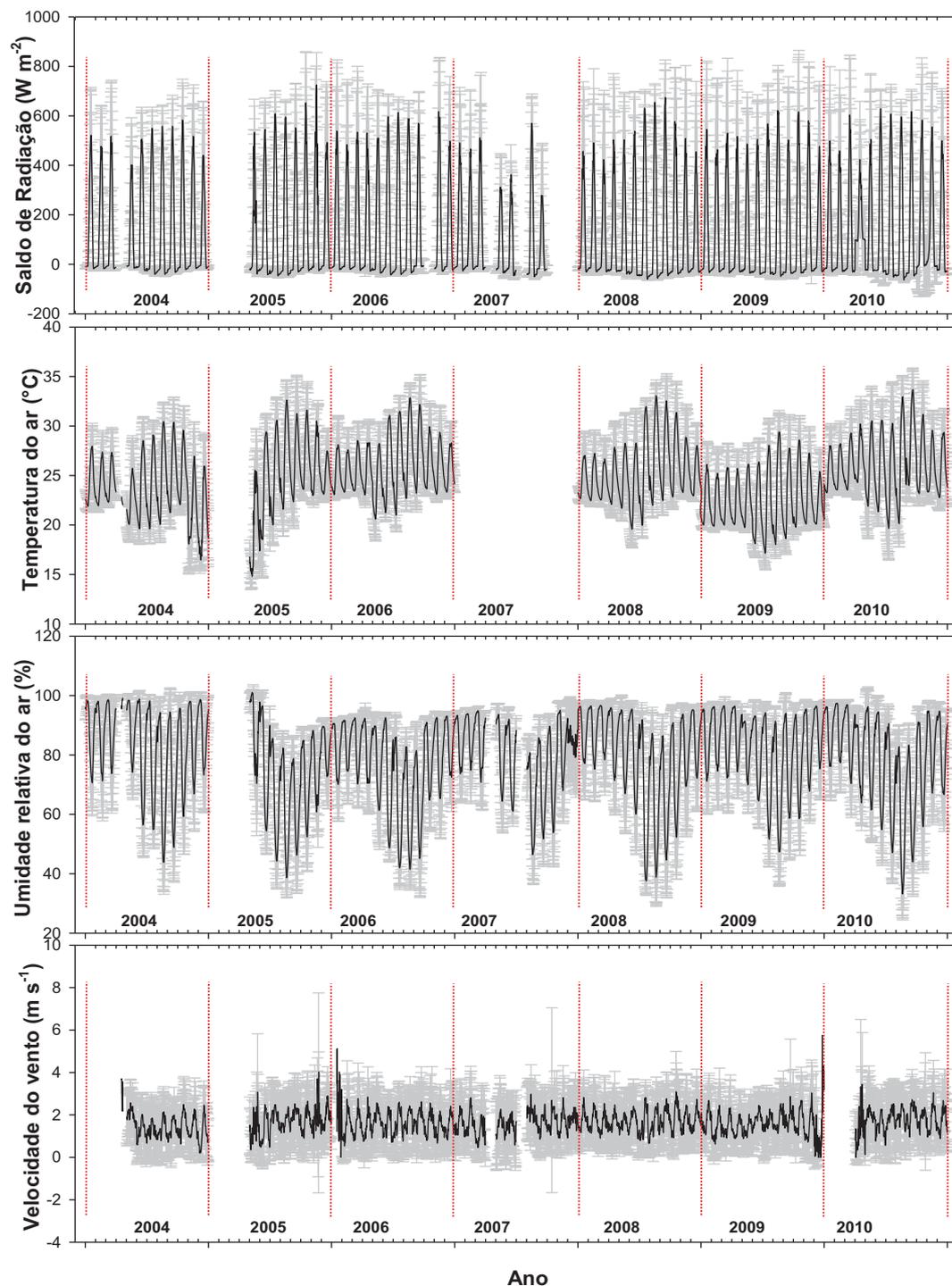


Figura 12. Ciclo diário mensal do saldo de radiação, temperatura do ar, umidade relativa do ar e velocidade do vento, anos 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. As linhas tracejadas em vermelho delimitam as mudanças de ano, e as barras em cinza, o desvio padrão.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Embora as variações de Rn e T sejam discretas, em média, entre as estações, ao analisar o dia médio mensal, é possível identificar uma grande amplitude dos dados ao longo dos dias, além de considerável diferença na amplitude diária dos dados ao longo do ano (Figura 12).

As maiores amplitudes de Rn, T e UR ocorreram entre as estações seca e seca-úmida, bem como os maiores valores de Rn e T, e menores de UR. Os valores de Rn alcançaram máximos de $724,8 \text{ W m}^{-2}$ (13h) e mínimos de $-22,5 \text{ W m}^{-2}$ (20h), em novembro de 2005, para T, máximo de $33,67 \text{ }^\circ\text{C}$ (15h 30min.) e mínimo de $24,02 \text{ }^\circ\text{C}$ (6h) em setembro de 2010, e para UR, mínimo de 33,2% e máximo de 82,7% (7h 30min.), no mês de agosto de 2010.

As maiores amplitudes do dia médio de u se verificaram durante as estações úmida e seca-úmida, em dezembro e janeiro de 2006, e novembro e dezembro de 2009.

Nessa análise, fica mais uma vez evidente as alterações no microclima da REBIO Jaru como resposta às secas extremas ocorridas nos anos de 2005 e 2010, embora existam comportamentos no período que não podem ser completamente explicados apenas por estes fenômenos.

4.1.2 Fluxos de energia no ecossistema

4.1.2.1 *Análise do ciclo diário e das médias mensais dos fluxos de energia*

Os valores do dia médio dos fluxos de energia do período 2004 a 2010 podem ser observados na Figura 13.

Assim como observado anteriormente para o Rn, os H e LE apresentaram clara delimitação entre ciclos diurnos (das 7:00 às 18:00h) e noturnos (das 18:30 às 6:30h), com valores noturnos próximos a zero.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

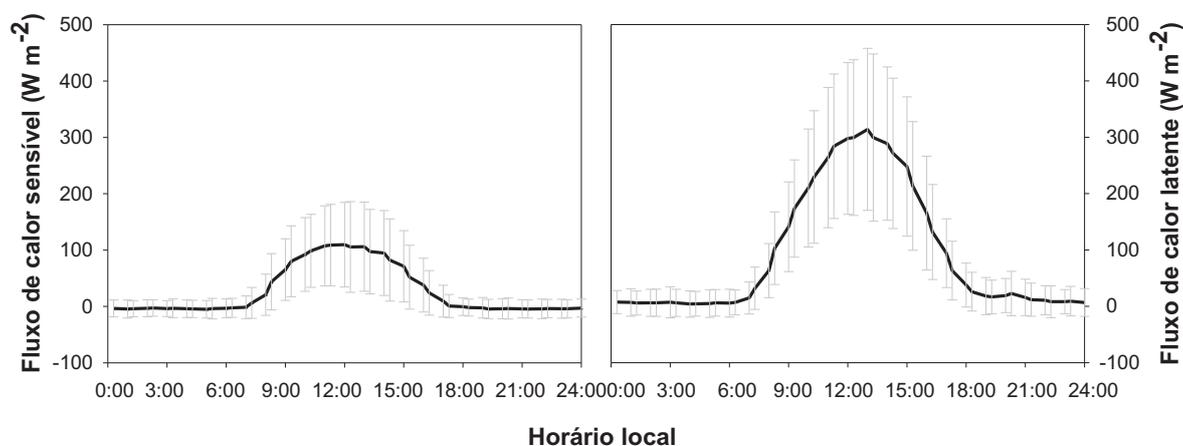


Figura 13. Ciclo diário (\pm DP) do fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE) do sítio REBIO Jaru, médias dos anos 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.

Ao longo do período diurno, observou-se acréscimo de ambos os fluxos a partir do início do período diurno, atingindo valores máximos de $109,58 \text{ W m}^{-2}$ (12:00h) e $313,87 \text{ W m}^{-2}$ (13:00h), respectivamente para H e LE. A partir destes horários os fluxos decaíram.

Estudos anteriores relacionam o comportamento de LE com a condutância aerodinâmica, esta atinge o valor mínimo durante a noite, e o máximo pouco antes do meio dia (ROCHA et al., 2004). Ademais, observa-se que o pico de LE está fortemente correlacionado com um pico semelhante na velocidade do vento, padrão observado também por Rocha et al. (2004).

Outro importante elemento que auxilia no entendimento do controle da evapotranspiração é o fator de desacoplamento, proposto por Jarvis e McNaughton (1986), cujos valores encontrados por Souza-Filho et al. (2005) e Pinto-Júnior et al. (2009), para áreas de floresta tropical e transição Amazônia - Cerrado, respectivamente, indicaram que durante a manhã, um maior controle da evapotranspiração é devido à disponibilidade de energia, e durante a tarde, verifica-se que o dossel da floresta tende a estar mais acoplado à atmosfera, demonstrando maior controle superficial no processo de transpiração.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

As médias de H e LE foram $27,6 \pm 6,9 \text{ W m}^{-2}$ e $97,7 \pm 16,2 \text{ W m}^{-2}$, na mesma ordem anterior. Estudos anteriores apresentam valores, para a mesma área, de $28,77 \pm 47,3 \text{ W m}^{-2}$ (H) e $91,32 \pm 112,6 \text{ W m}^{-2}$ (LE) (GOMES, 2011), 23 W m^{-2} (H) e 78 W m^{-2} (LE) (ROCHA et al., 2009) e $34,9 \text{ W m}^{-2}$ (H) e $106,5 \text{ W m}^{-2}$ (LE) (von RANDOW et al., 2004). Dentre estes, o resultado do presente trabalho se assemelha mais aos resultados apresentados por Gomes (2011), o que possivelmente se dá devido à maior similaridade entre os períodos de dados analisados.

Nesse sentido, fica evidente tanto a maior amplitude quanto as maiores médias de LE em relação a H.

Destaca-se que H representa a energia utilizada para o aquecimento da superfície, sendo importante o desenvolvimento dos seres vivos, como plantas e animais. O aumento dessa variável pode indicar que a superfície está se aquecendo e sua diminuição, pode minorar esse efeito.

Entre os anos de 2004 a 2010, as médias mensais do período variaram de acordo com os valores apresentados na Tabela 9.

Tabela 9. Médias mensais \pm DP de fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor latente (LE), para o período de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.

Mês	H (W m^{-2})	LE (W m^{-2})
Jan	22,4 \pm 7,4	121,0 \pm 15,5
Fev	19,6 \pm 3,8	106,4 \pm 8,2
Mar	23,2 \pm 6,5	102,0 \pm 17,6
Abr	25,8 \pm 3,4	104,3 \pm 33,2
Mai	21,7 \pm 2,5	88,7 \pm 19,5
Jun	25,1 \pm 2,6	89,2 \pm 10,0
Jul	33,5 \pm 5,4	101,0 \pm 7,5
Ago	38,0 \pm 10,7	95,4 \pm 15,0
Set	34,2 \pm 12,7	84,3 \pm 9,0
Out	38,8 \pm 14,5	89,1 \pm 17,0
Nov	29,0 \pm 6,7	94,5 \pm 23,1
Dez	19,9 \pm 6,9	96,4 \pm 18,6
<i>Média anual</i>	27,6\pm6,9	97,7\pm16,2

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Durante o período analisado, observou-se uma variação dos valores médios de H e LE ao longo dos meses. O H apresentou mínimos de $19,6 \pm 3,8 \text{ W m}^{-2}$ em fevereiro e máximos de $38,8 \pm 1,4 \text{ W m}^{-2}$ em outubro. O LE apresentou mínimos de $84,3 \pm 9,0 \text{ W m}^{-2}$ em setembro e máximo de $121,0 \pm 15,5 \text{ W m}^{-2}$ em janeiro.

Analisando diversos sítios na região Amazônica, o sítio REBIO Jaru foi o que apresentou maior LE durante todo o ano, com comportamento similar a Manaus (sítio k34) e Santarém (sítios k67 e k83), sendo os três sítios áreas de floresta tropical. Tal fato implica dizer que, mesmo com as oscilações de LE, esta área florestada mantém altos padrões de evapotranspiração se comparado a outros ecossistemas (ROCHA et al., 2009; ANDRADE et al., 2009) ou a outras coberturas do solo (von RANDOWN et al., 2004; WEBLER, 2011; von RANDOWN et al., 2012), possivelmente devido ao fato de que a extração de umidade do solo ajuda a manter este funcionamento (AGUIAR et al., 2006; NEGRÓN-JUARÉZ et al., 2007).

Tal comportamento foi elucidado por Negrón Juárez et al. (2007) em estudo realizado na REBIO Jaru, no qual observaram que mesmo durante o período seco, quando a pluviosidade total é inferior a 100 mm, a umidade armazenada na camada superior do solo (aproximadamente 3 m) fica disponível para absorção pelas raízes, sendo suficiente para manter as taxas de ET.

4.1.2.2 Análise das variações sazonais

Embora, conforme afirmado anteriormente, o ecossistema em estudo mantenha taxas evapotranspirativas consideradas elevadas ao longo de todo o ano, ficou evidente um padrão de comportamento do LE, assim como do H, diferenciado entre as estações, conforme pode ser observado na Tabela 10, que apresenta as médias por estação, as variações em torno da média anual e coeficientes resultantes do teste de Kruskal-Wallis.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 10. Médias sazonais, média anual e variação em torno da média anual (sendo os valores positivos maiores do que a média anual, e os negativos, menores que a média anual) dos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) para o período de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru. Os índices ^{a e b} indicam conjuntos de dados que não apresentaram variância significativa ($\alpha < 0,05$) de acordo com o teste de Kruskal – Wallis.

Estação	H		LE	
	Média	Variação (%)	Média	Variação (%)
Úmida	21,7	-22,0	110,9	+13,3
Úmida-seca	24,2	-13,3 ^a	94,1	-3,9 ^{a,b}
Seca	35,2	+26,2 ^a	96,5	-1,5 ^a
Seca-úmida	30,5	+9,3 ^a	90,2	-7,9 ^b
Média anual	27,9±5,0		97,9±13,7	

É sabido que a sazonalidade da precipitação influencia na dinâmica da vegetação, na disponibilidade de água no solo e nas variações no nível e no tempo de recarga dos aquíferos, o que possui relação direta, dentre outros fatores, com os fluxos energéticos de um ecossistema (SANCHES et al., 2009). A fisiologia dos dosséis também influencia as trocas hídricas (ROBERTS, 2007).

O grau em que as florestas altamente produtivas podem retornar a água para a atmosfera pela transpiração (incluindo a evaporação da água em superfícies do dossel) afeta a quantidade de umidade que a planície Amazônica recicla de volta para a atmosfera via evapotranspiração e a quantidade de aquecimento que é promovido quando diminui partições de energia solar em fluxo de calor latente (COWLING et al., 2008).

Desse modo, os maiores valores de LE ocorreram em períodos de maior disponibilidade hídrica (estação úmida), com um incremento de 13,3% em relação à média, ou seja, após um período intermediário com incidência de precipitação

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

(estação de transição seca-úmida), coincidindo com a diminuição dos valores de H em período com as mesmas características, o que implica dizer que, em condições sem estresse hídrico, a floresta demanda maior quantidade de energia para processos evapotranspirativos, garantindo assim temperaturas mais baixas, uma vez que uma parcela ainda maior de R_n será particionada em LE (os valores de partição de energia serão apresentados na sequência – seção 4.2).

Durante as estações seca e seca-úmida, partindo do princípio de que com a redução da precipitação a umidade do solo também diminui, e considerando que o LE em floresta está intimamente relacionado com a disponibilidade de água no solo, espera-se uma diminuição nas taxas de evapotranspiração e um aumento nos fluxos de calor sensível (SANCHES et al., 2011), o que ocorre na REBIO JARU, em que houve uma redução de 7,9% de LE na estação seca-úmida e de 1,5% na estação seca, e um aumento de 26,2 e 9,3% de H, respectivamente nas estações seca e seca-úmida. Estudos de Aguiar et al. (2006) realizados na mesma área com dados de 1999 a 2002 indicaram que o fluxo de calor latente apresentou clara variação sazonal, com diminuição de 19,6% na estação seca e o fluxo de calor sensível teve variação sazonal inversa à variação do fluxo de calor latente, apresentando aumento de 118,2% na mesma estação.

Uma observação importante é que, embora o LE esteja diretamente correlacionado com a precipitação, ficou evidente a existência de um intervalo de adaptação, tanto para condições de aumento quanto para diminuição de LE (menores valores apresentados na estação seca-úmida, maiores valores na estação úmida), provavelmente devido a existência de um intervalo entre as variações temporais de precipitação e o nível do lençol freático em área florestada de aproximadamente 2 meses (SANCHES et al., 2009).

Outra variável que pode auxiliar no entendimento do comportamento de LE apresentado no presente estudo é o fator de desacoplamento que, de acordo com as observações de Pinto-Júnior et al. (2009), apresentou sazonalidade característica diferenciada em quatro estações, sendo o maior valor do mesmo observado durante a estação úmida, indicando um maior controle da transpiração pelo R_n , o que diminui nas demais estações, ocorrendo maior interdependência entre as condições

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

atmosféricas e as condições fisiológicas da planta, sendo o maior acoplamento do ecossistema com a atmosfera observado na estação seca, possivelmente devido à disponibilidade hídrica se tornar um fator limitante, aumentando a importância, por exemplo, do controle estomático.

A limitação às trocas de massa e energia durante a estação seca foi citada como sendo típica de ecossistemas tropicais brasileiros tais como o cerrado e florestas semidecíduais (VOURLITIS et al., 2008; ROCHA et al., 2009; SANCHES et al., 2011).

4.1.2.3 *Variações interanuais*

Assim como verificado nas observações das variáveis micrometeorológicas anteriormente analisadas, identificaram-se na Figura 14 variações ao longo dos anos, do comportamento entre as estações, de H e LE. De um modo geral, valores de H se mantêm menores e de LE maiores durante a estação úmida, durante os anos estudados.

No entanto, embora os padrões entre as estações sejam mantidos, observou-se considerável variação entre as médias da estação seca do LE. Nos anos de 2005 e 2007, o LE apresentou diminuição em relação aos anos antecessores e sucessores, respectivamente de aproximadamente 20% em 2005 e 27% em 2007.

A suscetibilidade do LE à seca de 2005 (SAATCHI et al., 2012; COELHO et al., 2012) foi constatada, aos moldes do observado nas variáveis R_n , T, UR e u. Tal observação está de acordo com estudos de Saleska et al. (2007), no qual anomalias negativas de evapotranspiração foram detectadas, especialmente durante o terceiro trimestre (junho, julho e agosto) e, de forma mais branda, no quarto trimestre (outubro, novembro e dezembro) daquele ano.

Em 2010, também foi observada a diminuição de LE nas estações úmida-seca e seca-úmida e, nos demais períodos, a carência de dados não nos permite conhecer seu comportamento. O incremento no H alcançou até 40% em relação ao ano anterior durante a estação seca, denotando mais uma vez a resposta do ecossistema aos efeitos desse evento de seca extrema, ainda mais severo que a seca de 2005. Nesse

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

ano, o nível do rio Negro chegou a 13,63 m, enquanto em 2005 foi observado mínimo de 14,75 m, sendo ambos os menores valores observados em toda a série disponível (últimos 109 anos) (XU et al., 2011), cujos efeitos foram mais fortemente observados no sudoeste da Amazônia (SAATCHI et al., 2012), diferindo dos eventos de seca associados aos eventos de El Niño, que ocorrem mais fortemente no centro e no leste desta região.

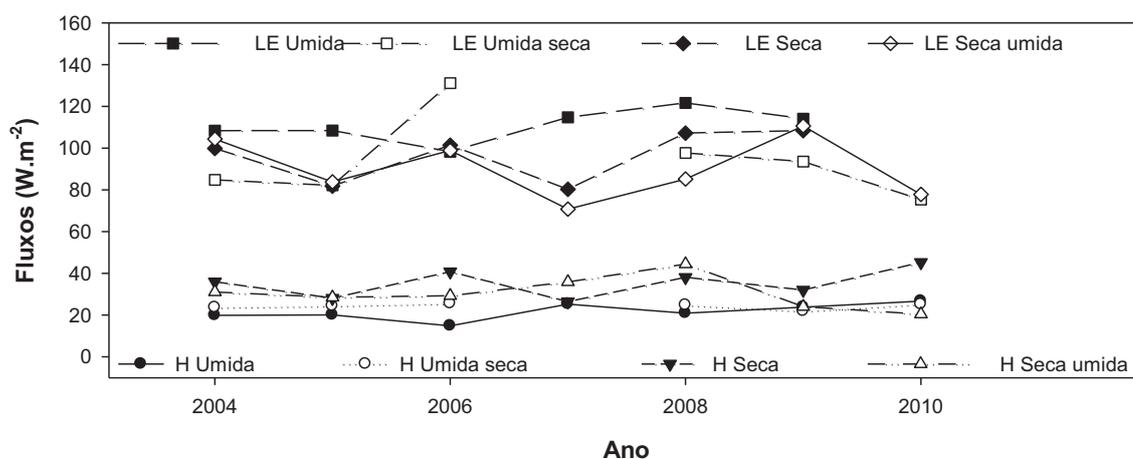


Figura 14. Média sazonal (estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida) dos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H), anos de 2004 a 2010, sítio REBIO Jaru.

Na Figura 15, as variações interanuais de H e LE estão representadas pelo dia médio mensal, de janeiro de 2004 a dezembro de 2010. Uma grande amplitude dos dados ao longo dos dias, além de considerável diferença na amplitude diária dos dados ao longo de um mesmo ano foi identificada. A amplitude máxima do H ocorreu em dezembro de 2007, com máximo de 273 W m^{-2} (12h 30min.) e do LE, em abril do mesmo ano, com máximo de 640 W m^{-2} (15h). Pode-se observar ainda uma diminuição dos valores de LE em 2005 e 2010, sendo os menores valores observados neste último, conforme detectado anteriormente na Figura 14.

Em geral, as maiores amplitudes de H e LE se verificaram entre as estações de transição seca-úmida e úmida-seca, respectivamente.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

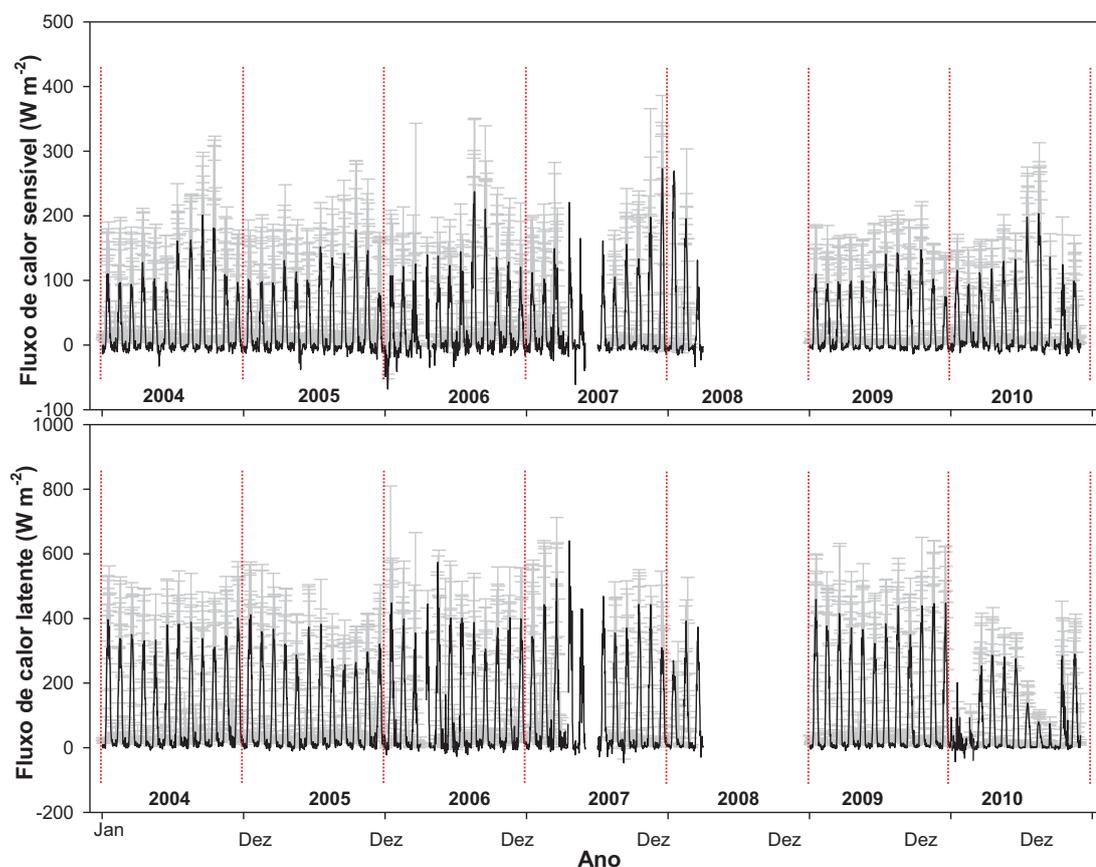


Figura 15. Dia médio mensal de fluxos de calor sensível e calor latente, de 2004 a 2010, sítio REBIO Jarú. As linhas tracejadas em vermelho delimitam as mudanças de ano.

Observou-se um padrão de comportamento inverso entre H e LE, no qual períodos de aumento do LE geralmente coincidem com a diminuição do H.

4.1.3. Interações microclimáticas

As variações sazonais da partição de energia (R_n) em fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE), ao longo dos anos de 2004 a 2010, estão ilustradas na Figura 16. Vale ressaltar que os quadrados vazios (6 em um total de 28) representam ausência de dados de alguma variável no período, e os gráficos de 2010, estação úmida e seca, não contam com dados de LE, estando representados apenas os valores de H.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

As análises de regressão linear indicam, em sua maioria, boa qualidade do modelo, de modo que representam bem a variância dos dados. Em todos os casos as relações entre R_n e LE apresentaram r^2 superior a 0,80, bem como as relações entre R_n e H, excetuando-se apenas as estações úmida de 2008 e seca de 2006 que apresentaram r^2 inferior a 0,8.

O coeficiente angular (a) representa, nesse caso, as relações H/R_n e LE/R_n (fração evaporativa), indicando assim a parcela de R_n utilizado em cada processo (aquecimento do ecossistema e evapotranspiração), em que $a=1$ significa que os fluxos são iguais a R_n .

Em todos os períodos analisados, as maiores parcelas de R_n foram particionadas em LE. De um modo geral, os maiores valores de fração evaporativa ocorreram durante a estação úmida, sendo que os maiores valores na mesma estação ocorreram em 2007, e os menores, em 2006. Dentre todos os períodos, menores valores de LE foram observados em 2005 e 2010, com destaque para a estação seca de 2005, e seca-úmida de 2010, em que apenas 41% de R_n foi utilizado nos processos evapotranspirativos, média muito inferior ao comumente encontrado em florestas tropicais (AGUIAR, 2006; ROCHA et al., 2009; FISHER et al., 2009), possivelmente devido à diminuição da disponibilidade hídrica no solo, conforme citado por Aragão et al. (2008) e Saatchi et al. (2012).

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

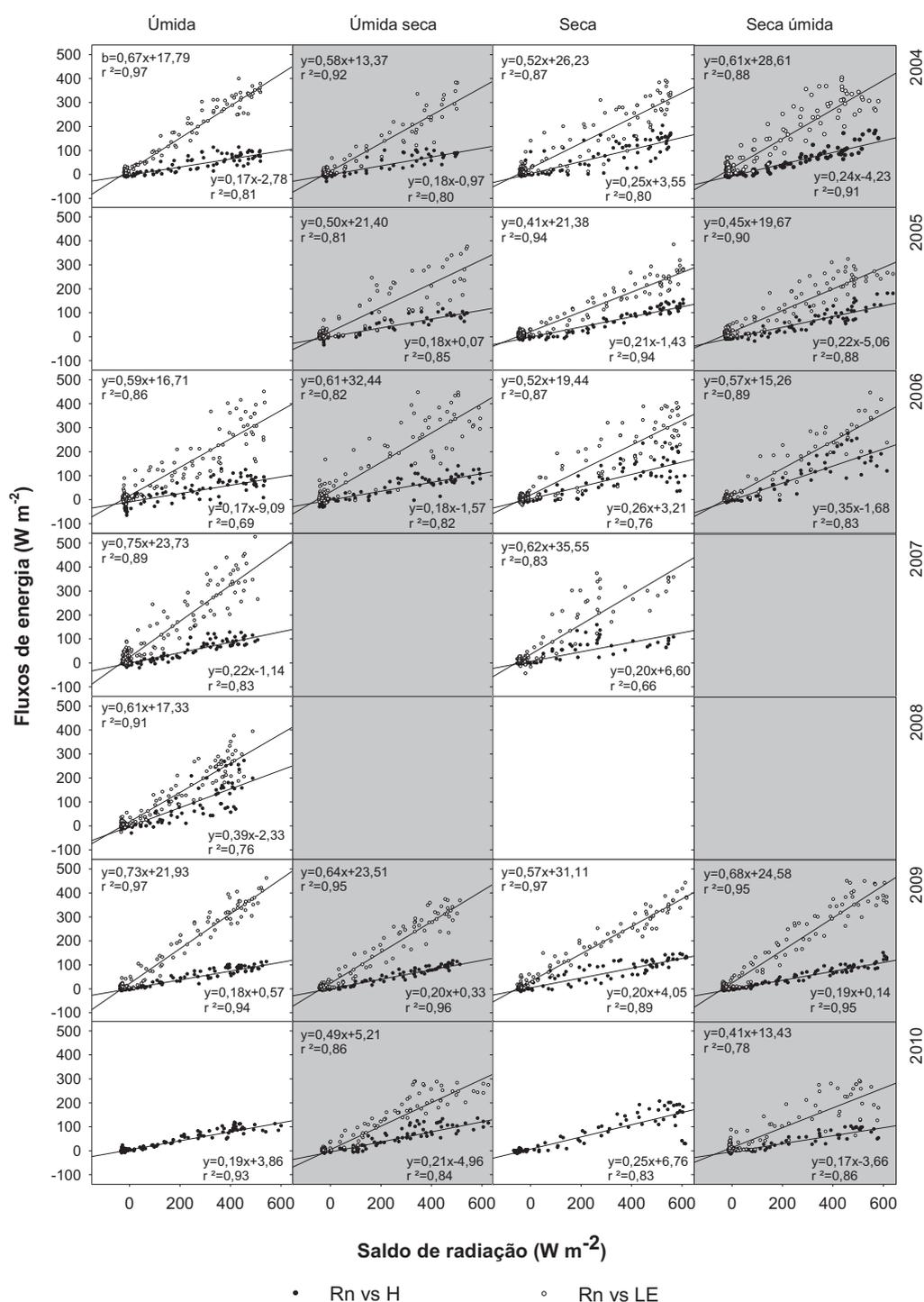


Figura 16. Relação entre Rn e H (●) e entre Rn e LE (○). A equação da regressão linear ($y=ax+b$, em que a = coeficiente angular da reta e b = interceptção da reta) e o coeficiente de determinação (r^2) são apresentados, para um nível de significância de 5%. As estações úmida-seca em 2007 e 2008, seca em 2008 e seca-úmida em 2007 e 2008 não contêm dados.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Com relação a H, este foi responsável pela utilização de 17 a 35% de Rn, em que os valores mais baixos foram verificados durante a estação úmida de 2004 e 2006, e os maiores valores, na estação seca-úmida em 2006. Em 2010, houve notável incremento de H/Rn na estação seca, aproximadamente 5% a mais em relação ao ano anterior.

Houve falhas no conjunto de dados durante a estação úmida de 2005 e úmida e seca de 2010, no entanto, o conjunto de dados apresenta fortes indícios da influência das secas de 2005 e 2010 na partição de energia da REBIO Jaru.

O entendimento dos padrões apresentados anteriormente é fundamental, pois o balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera por meio do estudo da partição do saldo de radiação nos diversos processos que ocorrem no ecossistema (LIMA et al., 2011). A partição de energia de superfície entre a evapotranspiração (LE) e fluxo calor sensível (H), o que corresponde à maior parcela de Rn em florestas tropicais, está ligada à funcionalidade do ecossistema terrestre, devido a transpiração estar diretamente relacionada à atividade fotossintética. Especialmente nos trópicos, é a combinação de calor sensível de superfície e fluxo de calor latente que controla a umidade e a estabilidade térmica da camada limite planetária e, assim, o desencadeamento de chuvas convectivas e em última análise, a precipitação regional, umidade do solo e clima da região.

Evidenciou-se, com os resultados do presente trabalho, que cada período sazonal tem seu comportamento peculiar. Analisando diversas áreas de estudo no ecossistema amazônico, Rocha et al. (2009) identificaram dois padrões sazonais de evapotranspiração e partição de energia, assim como Costa et al. (2010), para regiões que denominaram florestas tropicais sazonalmente secas, nas quais a REBIO Jaru está inclusa, afirmando ainda que os fatores que controlam os processos evapotranspirativos podem variar ao longo das estações.

O entendimento de tais padrões auxilia nas explicações do complexo funcionamento das florestas tropicais úmidas, sendo importante desse modo o estudo do conjunto de dados considerando as subdivisões do ano em quatro estações,

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

conforme comprovado por meio dos resultados do teste de Kruskal-Wallis apresentados nas Tabelas 8 e 10.

As interações entre as variáveis micrometeorológicas e os H e LE foram analisadas por meio do coeficiente de correlação de Kendall, cujos valores estão descritos na Tabela 11. Foi observada a existência de correlação significativa entre Rn e H, Rn e LE, e entre H e LE, e correlação significativa ($r = -0,86$) entre T e UR. Correlações significativas foram observadas também entre Rn e T, entre u e T, entre Rn e UR e entre UR e u.

Tabela 11. Matriz de correlação de Kendall dados do dia médio mensal ($n=4032$) das variáveis Rn, T, UR, H e LE, de 2004 a 2010. Todos os valores apresentados são significativos ($\alpha \leq 0,05$).

	Rn	T	UR	u	H	LE
Rn	1					
T	0,55	1				
UR	-0,52	-0,86	1			
u	0,33	0,51	-0,53	1		
H	0,77	0,49	-0,46	0,29	1	
LE	0,75	0,49	-0,48	0,31	0,68	1

Estes resultados da relação entre LE e as variáveis micrometeorológicas estão de acordo com Ruhoff et al. (2009) que ao estudarem a evapotranspiração por meio de análises multivariadas no estado de São Paulo, concluíram que o processo de evapotranspiração sofre influência de três componentes que explicam mais de 70% da variância dos dados, sendo a primeira componente a radiação solar. Os autores também verificaram fatores como o processo de circulação atmosférica local (velocidade do vento e pressão atmosférica), que são responsáveis por regular o sistema de precipitação e as condições de umidade do ar e do solo e as condições da vegetação, que apresentam modificações significativas com alternância de estações secas e úmidas. Os fatores ambientais (saldo de radiação, déficit de pressão de vapor

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

e condutância aerodinâmica) e da vegetação (condutância da superfície), foram citados por Costa et al. (2010) como principais controladores dos processos evapotranspirativos em florestas tropicais.

Das Figuras 12 e 15, foram extraídas as equações que representam a variação de cada conjunto de dados, juntamente com a variação (aumento ou queda), ao longo do tempo (x), referente aos dados dos dias médios mensais do período de 2004 a 2010 (Tabela 12).

Todo o conjunto de variáveis apresentou alguma modificação, podendo ser positiva ou negativa. Dentre estas, T, u e H, apresentaram alterações positivas, com incremento de 0,40 °C, 0,21 m s⁻¹ e 2,42 W m⁻², na mesma ordem de apresentação das variáveis, enquanto o conjunto UR, Rn e LE tiveram um decréscimo, de -1,21%, - 5,24 W m⁻², - 27,83 W m⁻², respectivamente.

Tabela 12. Variação média interanual dos componentes microclimatológicos entre os anos de 2004 a 2010. O x representa a escala temporal, em relação ao dia médio mensal.

Variável	Equação	Variação ao longo do período
Temperatura do ar	$y=0,0001x+24,526$	+ 0,40 °C
Umidade relativa	$y=-0,0003x+79,742$	-1,21 %
Velocidade do vento	$y=0,00005x+1,5335$	+0,201 m s ⁻¹
Saldo de radiação	$y=-0,0013x+131,11$	- 5,24 W m ⁻²
Fluxo de calor sensível	$y=0,0006x+26,245$	+ 2,42 W m ⁻²
Fluxo de calor latente	$y=-0,0069x+106,61$	- 27,83 W m ⁻²

Este trabalho apresentou um incremento de 0,40°C da temperatura do ar de uma área de floresta, no intervalo de 2004 a 2010, e um trabalho na mesma região geográfica demonstrou aumento de 0,64 °C em área de pastagem, no intervalo de 1999 a 2010 (WEBLER, 2011). Tais resultados ficaram acima da média apresentada no IPCC (2007), que sugeriram um aumento da temperatura global média em cerca de 0,15 °C e 0,3 °C por década, de 1990 a 2005.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Visto que em um ecossistema existem interações estreitas entre as variáveis que determinam o microclima (conforme verificado na Tabela 11), bem como destas com os demais componentes ecofisiológicos, verificou-se que o incremento da temperatura do ar caminha conjuntamente com o incremento de H, o que, pela alteração na partição energética do sistema, fez decair valores de LE, diminuindo consequentemente a UR.

Nesse sentido, o incremento das temperaturas médias na região, bem como as inter-relações com os demais fatores, aponta para a necessidade de estudos mais detalhados, visto que para os aumentos da temperatura global média que ultrapassem 1,5 a 2,5 °C projeta-se que haja grandes mudanças na estrutura e na função do ecossistema, e nas interações ecológicas e distribuições geográficas das espécies. Esse fenômeno é extremamente discutido por diversos grupos de pesquisa no mundo, uns ratificando que o aquecimento é acelerado por ação antrópica (IPCC, 2007), outros afirmando que esses efeitos de aquecimento são puramente naturais (MOLION, 2008).

Ainda, parcela da variação interanual pode ser atribuída aos eventos climáticos de grande escala, o que pode ser preocupante, pois segundo o IPCC, haverá um aumento das áreas afetadas por aumento de secas. Mas diante das incertezas ainda existentes, sabe-se que mudanças no uso e ocupação do solo, fato recorrente no entorno da área em estudo, é um fator a ser considerado nas variações climáticas, especialmente quando nos referimos à escala local (ROCHA, et al., 2009; von RANDOWN et al., 2012).

Vale ressaltar que as variações identificadas no presente trabalho representam comportamento em pequenas escalas espacial e temporal. Ainda é difícil estabelecer a influência das florestas sobre o clima em grande escala por meio de observações; o sistema *eddy covariance* e experimentos de campo fornecem uma visão à escala local das interações entre floresta - atmosfera, e os avanços da ciência de modelos matemáticos e sensoriamento remoto podem ajudar a extrapolação desse conhecimento para maiores escalas espaciais (BONAN, 2008).

Esforços nesse sentido são importantes, visto que, mudanças climáticas poderão afetar todos os ecossistemas terrestres, interferindo na ciclagem de nutrientes,

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

produção primária, sucessão e dinâmica geomorfológica, estabilização do solo, além do balanço de água e energia e estrutura da vegetação, com consequências predominantemente negativas para a biodiversidade e bens e serviços do ecossistema, como por exemplo, a oferta de água e alimento (IPCC, 2007; SAATCHI et al., 2012).

4.2 ANÁLISE DE SÉRIES TEMPORAIS

A análise de séries temporais é fundamental em estudos climatológicos, bem como em várias outras áreas de pesquisas experimentais. Nesse sentido, serão apresentadas nesse capítulo as análises de séries temporais por meio da transformada de *wavelet* das variáveis Rn, T, e UR, considerados os anos de 2004 e 2009 e LE, considerando os anos de 2004, 2005 e 2010. Foram utilizadas séries de dados a cada 30 minutos e por dia médio, sendo no primeiro caso considerado (i) dados com ciclos diários e (ii) dados com remoção dos ciclos diários.

4.2.1 Transformada de *wavelet*

Uma abordagem por análise espectral de *wavelets* foi utilizada para identificar as escalas de variação do fluxo de calor latente e das variáveis Rn, T e UR representadas em um gráfico de potência com picos de energia em diferentes escalas de tempo-frequência. No que se refere ao espectro de energia local (WPS), o eixo x representa o comprimento temporal da série (em dias julianos), o eixo y representa os períodos em dias presentes na série; a escala de cores indica a energia associada a cada período da série, de modo que o conjunto WPS indica a amplitude observada (níveis de cores) no tempo (eixo das abscissas), de acordo com o período (equivalente à frequência) que contribuiu para a série temporal. Ao gráfico gerado com tais informações denomina-se escalograma.

A potência global de *wavelet* (GWP), no eixo das ordenadas (eixo y) refere-se ao período em dias, e o eixo da abscissa (eixo x) representa a variância (energia) associada com cada período em dias (BOLZAN, 2004), em que se verifica a importância da análise de picos de variância espectral com base no espaço tempo-

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

frequência. De forma semelhante à análise de Fourier, a GWP analisa o sinal apenas com base no domínio frequência, indicando o ciclo diário conhecido. Os contornos tracejados correspondem a valores de variância normalizados variando de 1 a 10, conforme representado na barra horizontal. Contornos sombreados englobam áreas com variâncias significativas ao nível de 95% de confiança (VILANI, 2011).

Em WPS os picos significativos de variância (ao nível de significância de 5%) são indicados por contornos negros. A linha contínua em forma de cone, variando em ambos os eixos, delimita o COI, em que o efeito da borda diminui a confiabilidade da análise, ou seja, os períodos fora deste cone devem ser negligenciados por não possuírem uma confiança estatística adequada (BARBOZA, 2006).

4.2.2.1 Análises em escala de frequência a cada 30 minutos

Com relação aos resultados obtidos em alta escala de frequência (dados a cada 30 minutos) para o LE nas estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, considerando os dados do ciclo diário (Figuras 17, 18, 19 e 20, respectivamente), observou-se um pico de variância significativa na GWP em 1 dia, além de picos menores de significância em 0,5 dia, que foram persistentes em todas as análises. Potências significativas no WPS com escala temporal de um dia fazem-se presentes em todo o período analisado, bem como as potências significativas de 0,5 dia, corroborando o resultado de GWP.

Dentre as quatro estações analisadas, destaca-se o comportamento da estação úmida-seca (Figura 18), em que foi verificada a presença de períodos (na escala temporal), em que as potências se tornaram enfraquecidas no período de 1 dia, principalmente em 2004 e 2005, denotando instabilidade no padrão de variação do ciclo diário, o que possivelmente foi ocasionado pela elevada nebulosidade nessa estação.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

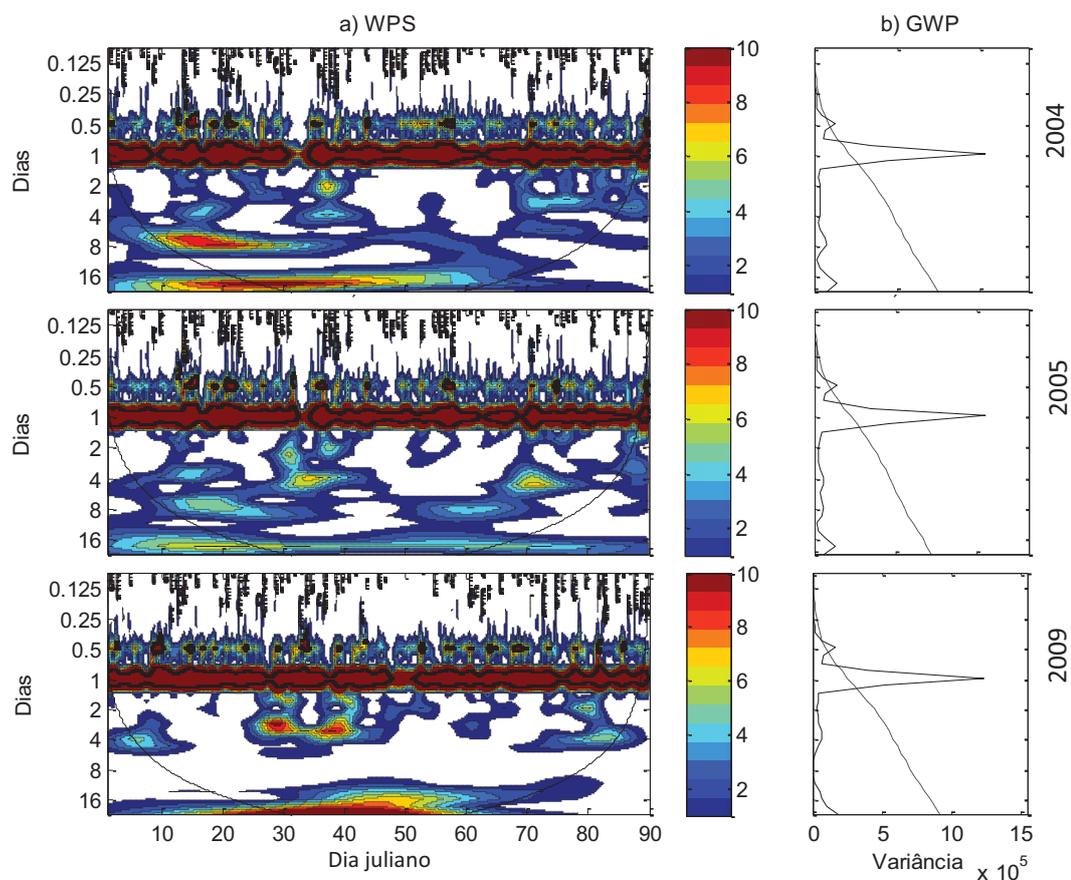


Figura 17. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004, 2005 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

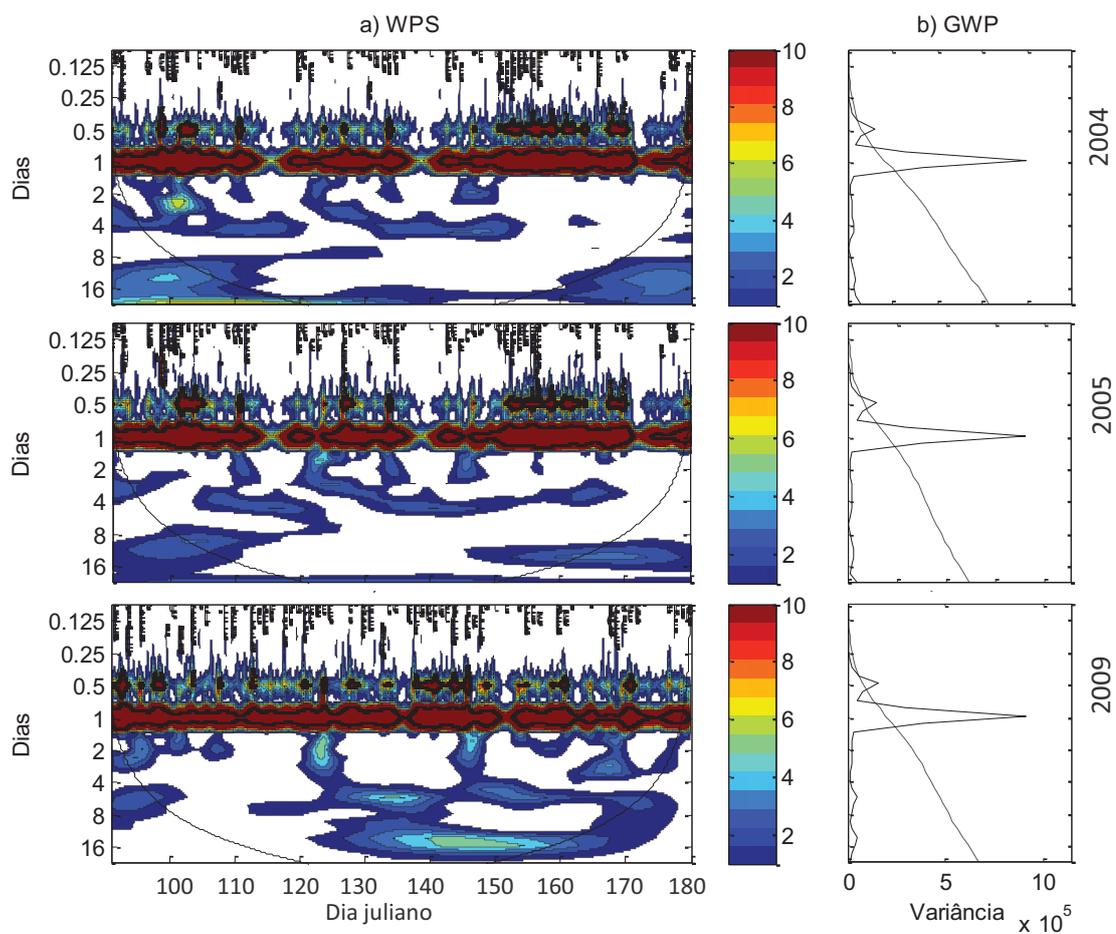


Figura 18. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004, 2005 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

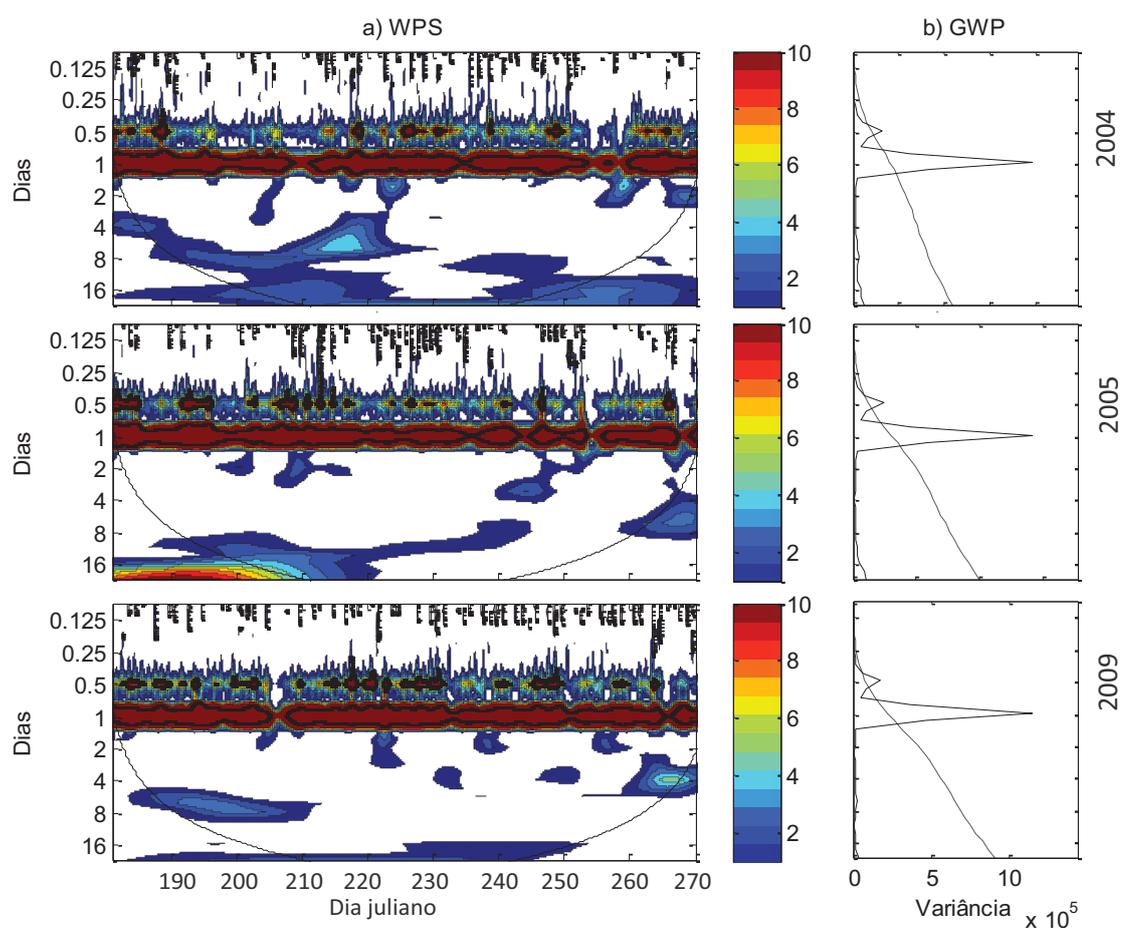


Figura 19. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca, anos de 2004, 2005 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

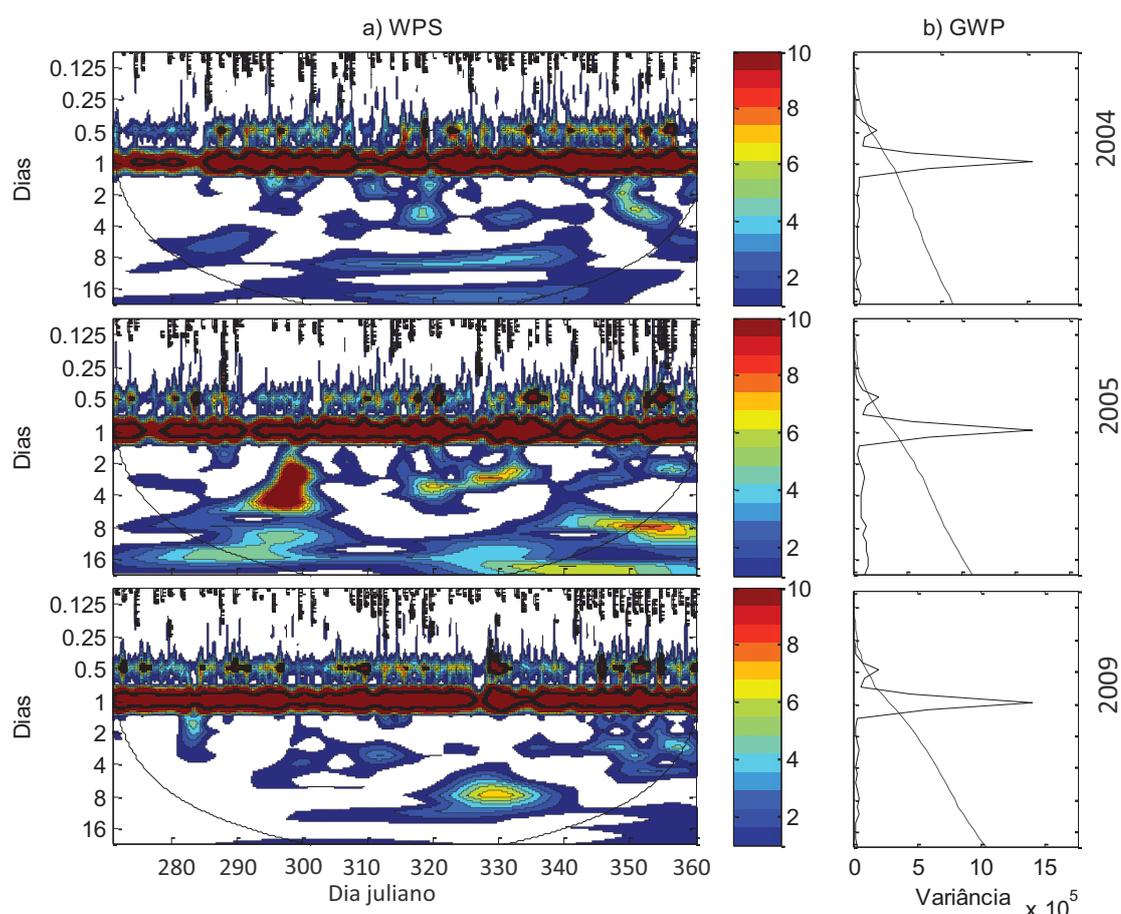


Figura 20. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004, 2005 e 2009.

Observando os mesmos dados de LE após a remoção do ciclo diário, durante a estação úmida (Figura 21), o WPS apresentou anomalias dominantes com períodos de 8 e 16 dias em 2004 e 2005, e de 4 dias e maiores que 16 dias, em 2009. Níveis elevados de energia com variância significativa foram observados nos períodos entre 4 e 8 dias, nos dias julianos de 10 a 30 (mês de janeiro) e período de 16 dias, que se estende ao longo dos dias julianos de 10 a 50 (meses de janeiro e fevereiro), em 2004. Em 2005, no WPS verificaram-se potências em níveis de energia moderados a baixos, com destaque para os períodos de 4 dias entre os dias julianos 30 a 40 (fevereiro) e 60 a 80 (março) além do período de 1 dia mencionado anteriormente. Em GWP, variâncias significativas foram observadas para anomalias de 4, 8 e 16

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

dias. Em 2009, foram observadas anomalias com períodos significativos de 4 dias e de 8 a 16 dias entre os dias julianos 30 a 60, resultado corroborado no GWP.

De um modo geral, observou-se certa aleatoriedade na distribuição temporal das potências dominantes de LE nessa estação.

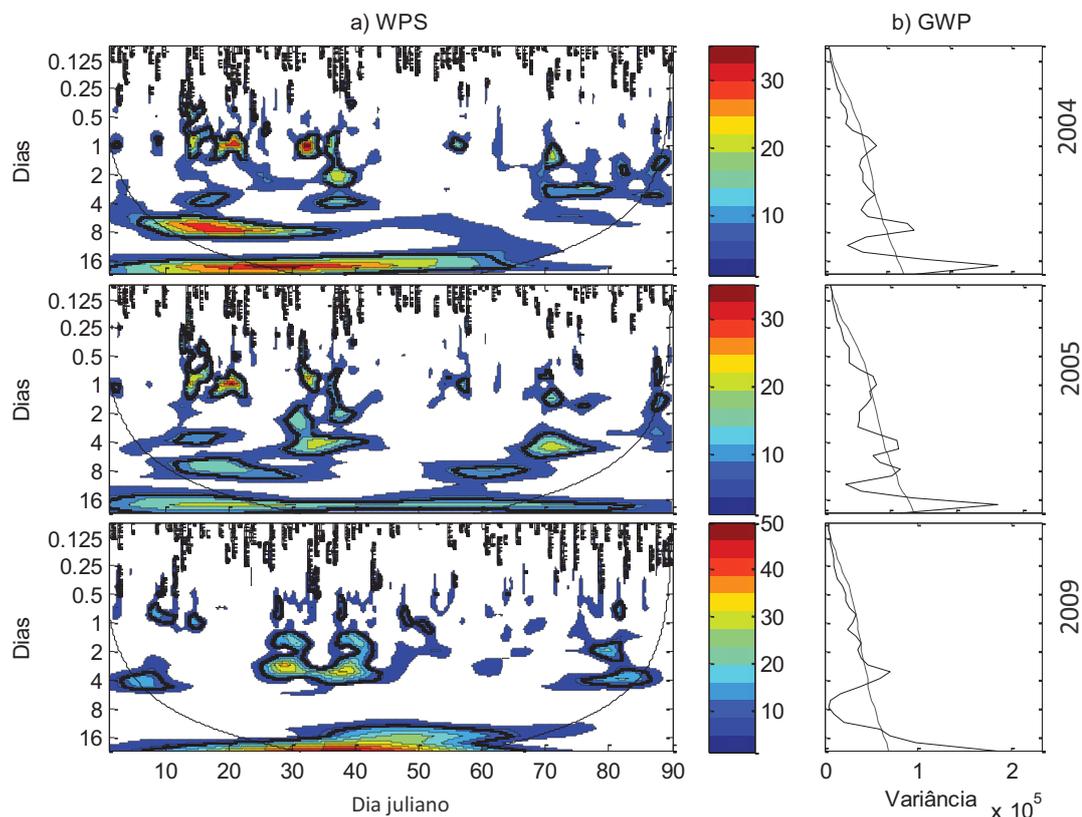


Figura 21. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação úmida-seca (Figura 22) foram verificadas potências significativas entre 2 e 4 dias, em vários pontos temporalmente distribuídos para os três anos em questão, e potências de 8 dias, temporalmente distribuídos no início e fim da estação, em 2005, e de 8 a 16 dias entre os dias 130 e 160 (meses de maio e junho), em 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

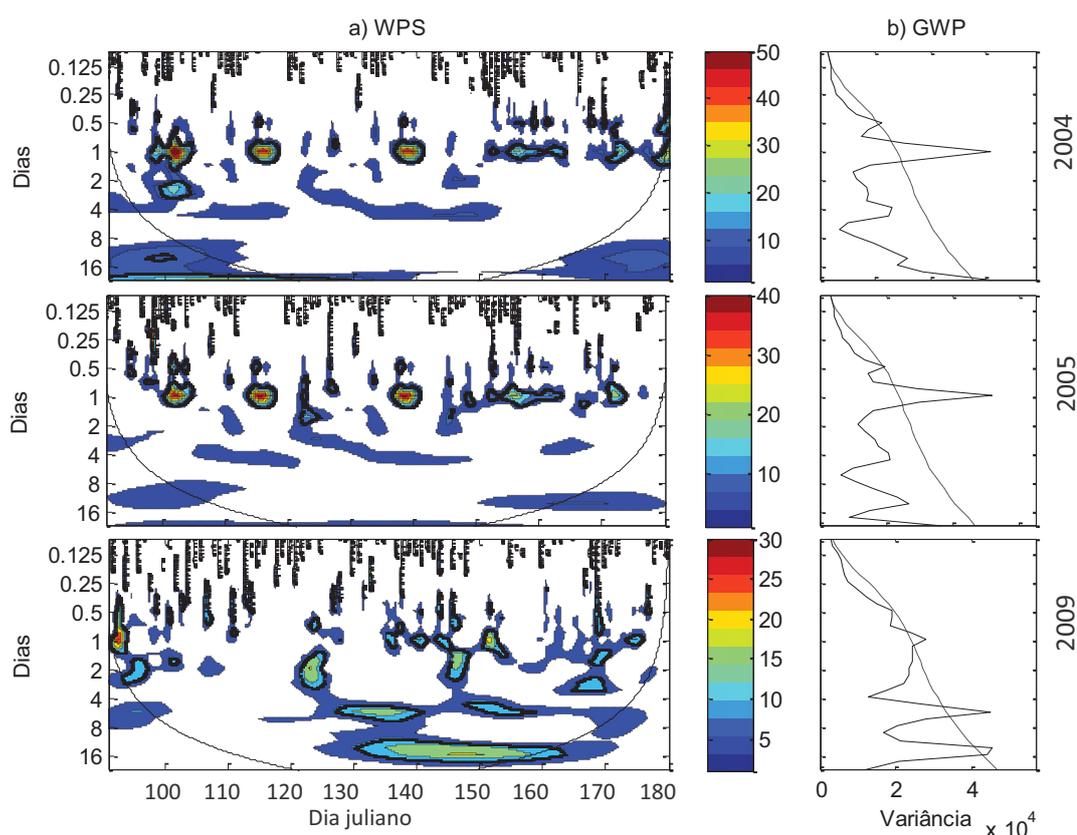


Figura 22. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação seca (Figura 23), assim como na estação úmida-seca, excetuando-se os períodos de 1 e 0,5 dia, que persistiram após a remoção do ciclo diário, foram observadas anomalias com potências enfraquecidas, ou seja, com baixos níveis de energia, com significância no WPS nas escalas temporais entre 4 e 8 dias, em 2004, entre 8 e 16 dias, no início da seca em 2005, e entre 4 e 8 e de 16 dias, entre os dias julianos 190 e 210 e 230 e 250 em 2009. Assim, cabe uma ressalva para o comportamento diferenciado observado em 2005, em que variância significativa em GWP foi observada.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

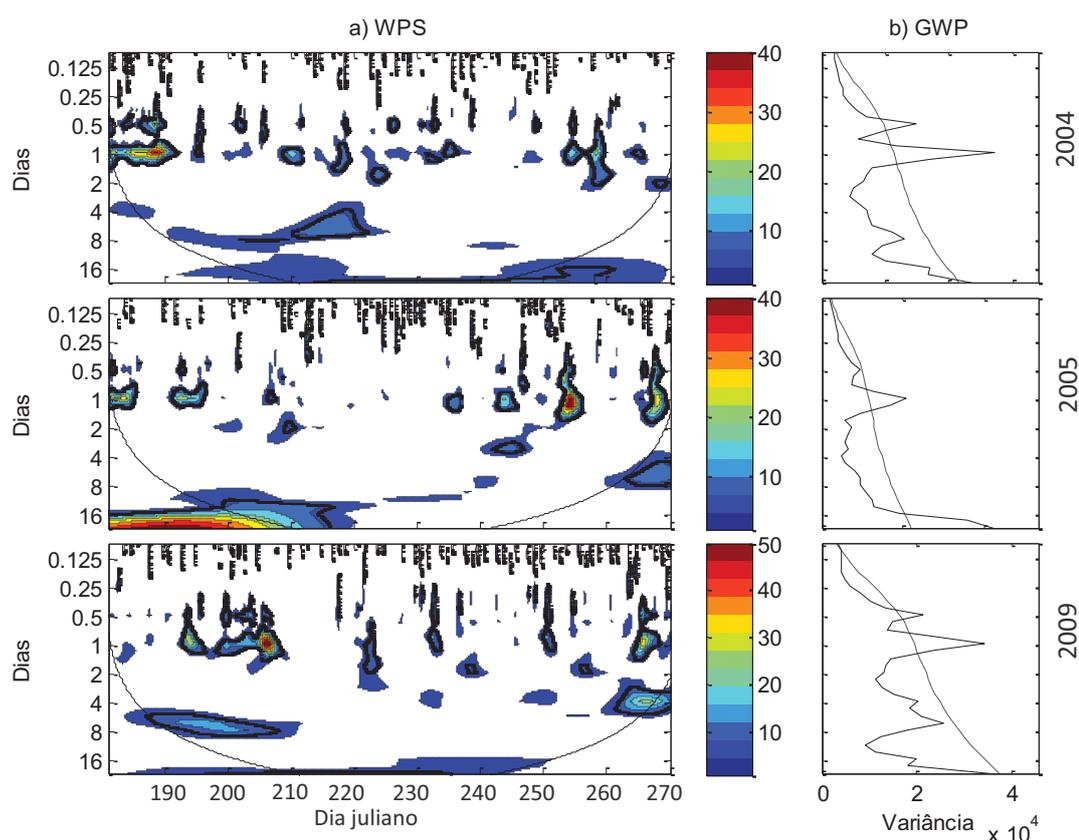


Figura 23. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação seca-úmida (Figura 24), o padrão de instabilidade temporal nas escalas de potência voltou a se repetir, assim como foi observado na estação úmida. Em 2004, os níveis de energia permaneceram entre moderados e baixos, em 2005, no WPS foram observadas anomalias entre 2 a 4 dias com altos níveis de energia, entre os dias julianos 290 e 310, condizente com a queda nos valores de LE observada na Figura 15 (seção 4.1.2.3), e oscilações esparsas ao longo de todo o ano foram observadas. Em 2009, ocorreram períodos significativos de períodos de 4 a 8 dias, entre os dias julianos 320 e 340. Em GWP, houve variâncias significativas de 8 dias em 2004, de 4, 8 e 16 dias em 2005 e de 4 e 8 dias, em 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

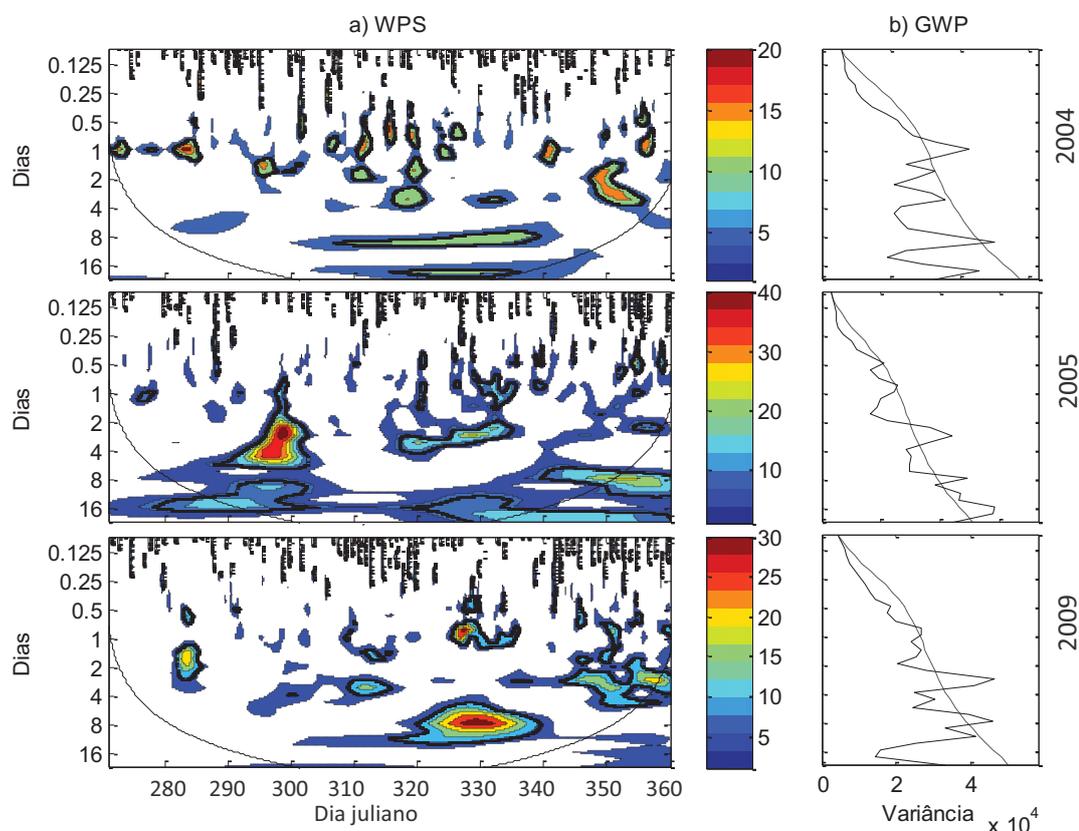


Figura 24. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004, 2005 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Durante as estações úmida-seca e seca, a análise do WPS permitiu detectar maior estabilidade nas escalas de potência, o que pode ser explicado pela menor variação das variáveis micrometeorológicas nesses períodos, se comparado com as estações úmida e seca-úmida, onde as precipitações constantes se tornam um fator precursor de instabilidade, por ser uma variável dotada de aleatoriedade.

A ocorrência de níveis de energia mais elevados durante 2005 nas estações seca (frequência de 16 dias) e seca-úmida (frequência de 2 a 4 dias) indica ter havido uma alteração nos padrões de comportamento de LE neste ano, o que pode ser explicado pelo fato de ter sido um ano atípico, com redução da disponibilidade hídrica no ecossistema. Os efeitos da seca de 2005 foram identificados anteriormente neste estudo, em análises da seção 4.1.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Com relação ao saldo de radiação (R_n), considerando os dados sem a remoção do ciclo diário durante todos os períodos sazonais (Figuras 25 a 28, correspondentes aos períodos úmido, úmido seco, seco e seco úmido, respectivamente), foram observados picos significativos de variância em GWP apenas em 1 e 0,5 dia, com alto nível de energia em 1 dia, e oscilando entre níveis altos e baixos em 0,5 dia. Com ressalva para 2009, em que houve queda dos níveis de energia por volta dos dias julianos 200 e 260 a 280, correspondentes à estação seca, provavelmente representando condições de maior estabilidade atmosférica ao longo do dia, sem efeitos de brisas.

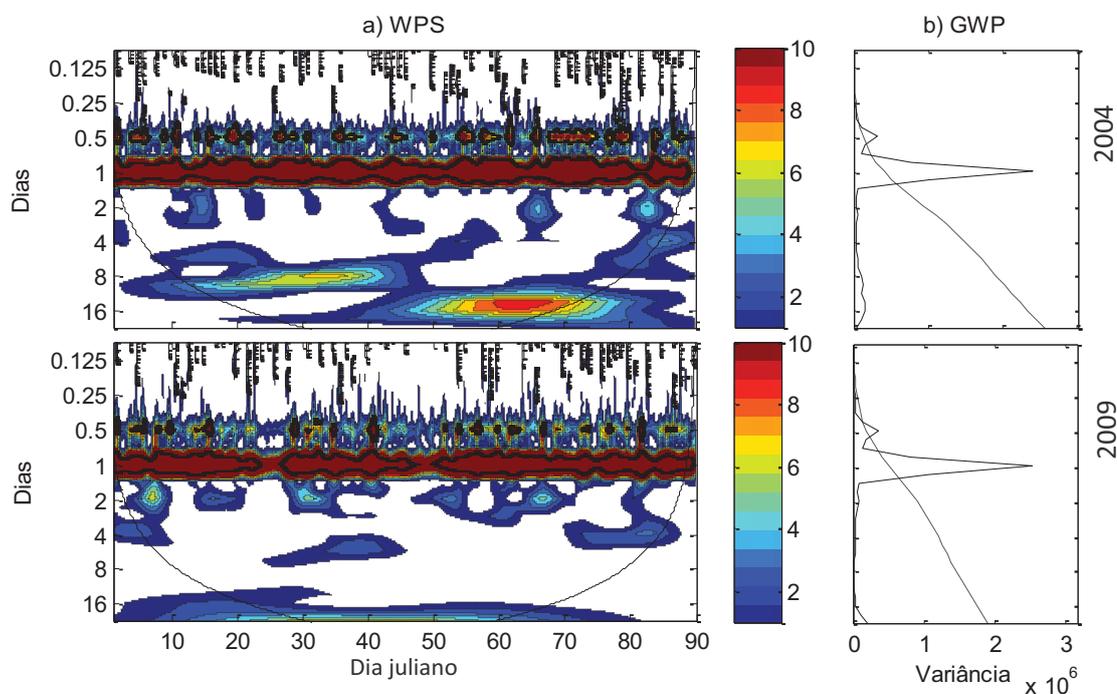


Figura 25. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

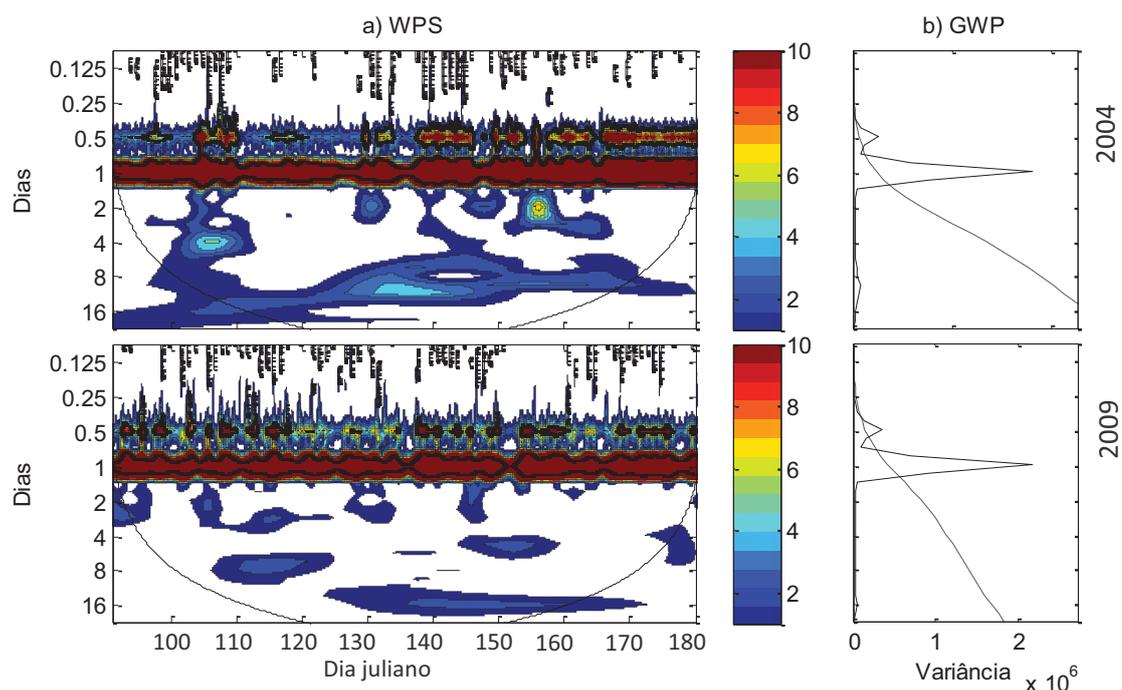


Figura 26. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009.

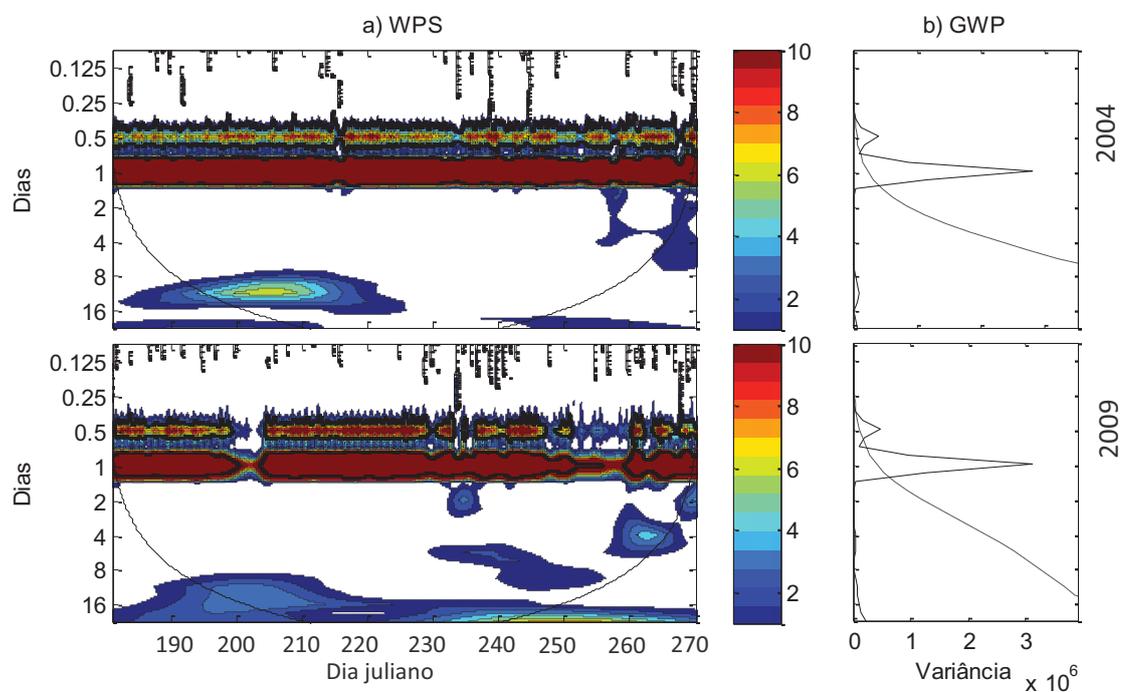


Figura 27. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca, anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

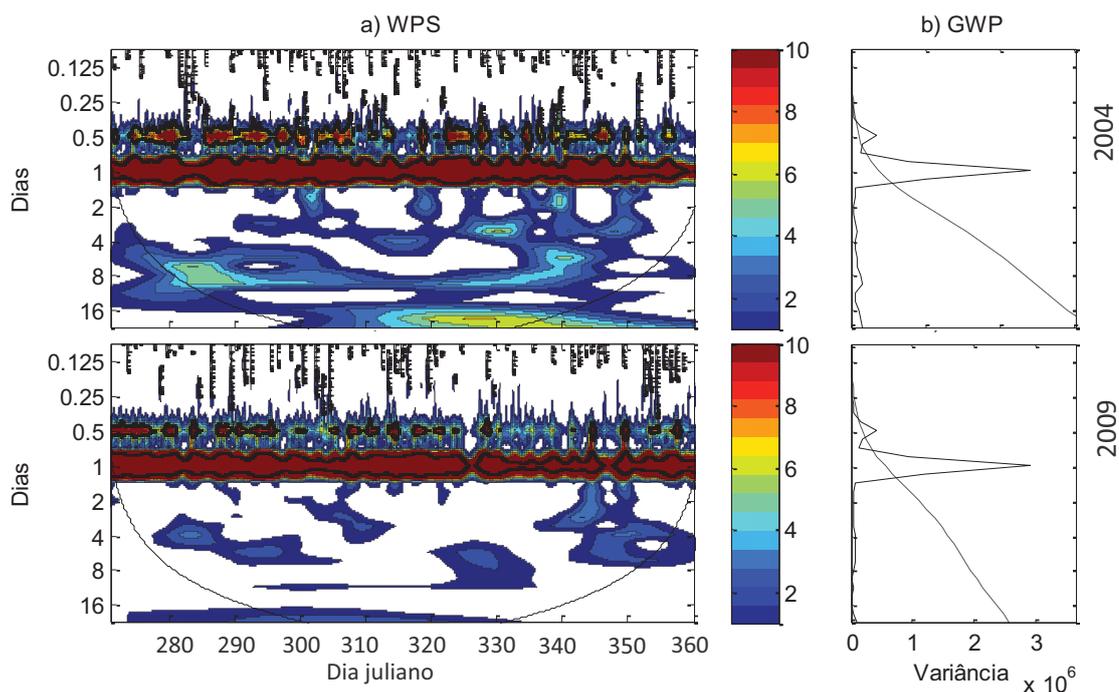


Figura 28. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009.

Com a remoção do ciclo diário do R_n , no WPS, durante o período úmido (Figura 29), em 2004 foram observados níveis moderados a fortes de energia nas frequências de 8 e 16 dias, com ocorrência significativa dos dias 15 a 40 e 50 a 70, respectivamente, apresentando as frequências de 8 e 16 dias variância significativa em GWP. Em 2009, níveis de energia enfraquecidos foram observados em todo o período, com picos não-significativos de períodos reduzidos (2 a 4 dias) esparsos ao longo tempo, e de 16 dias ao longo de toda a área do COI.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

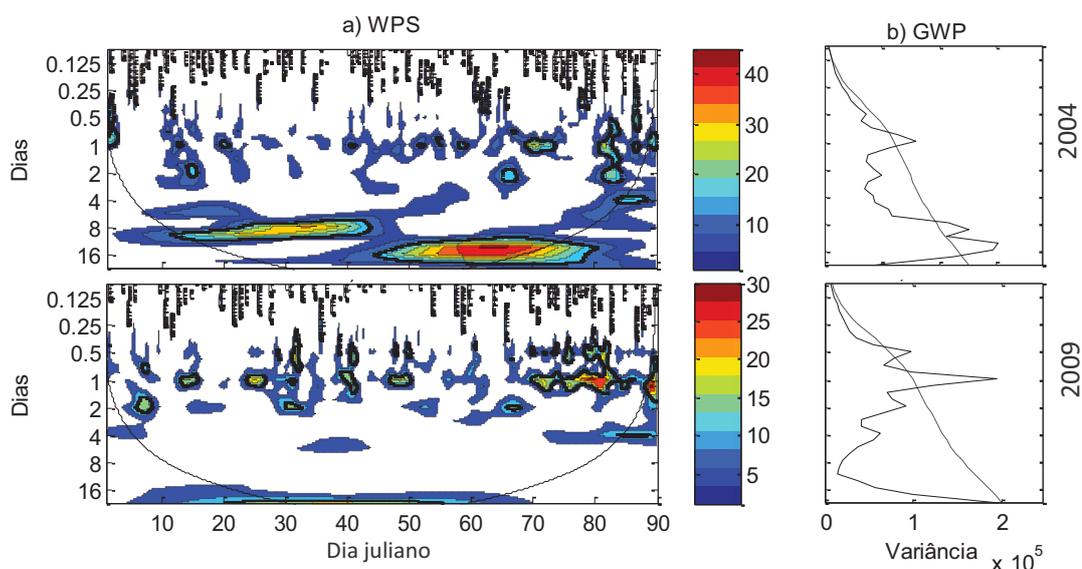


Figura 29. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação úmida-seca (Figura 30), a intensidade de energia se manteve em baixos níveis, com frequências esparsas entre 2, 4 e 8 dias em 2004, e entre 2, 8, e 16 dias em 2009, sendo o último de maior duração (aproximadamente do dia 125 a 170). Excetuando-se as frequências de 1 dia, as demais frequências não foram significativas em GWP.

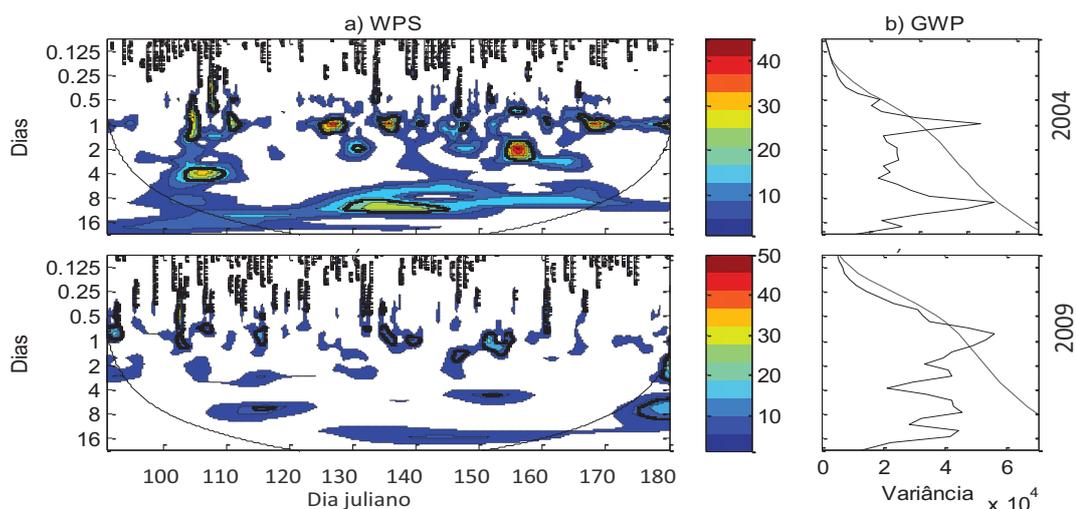


Figura 30. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Durante a estação seca (Figura 31), houve ocorrência de níveis de energia significativos na frequência de 8 a 16 dias, situado nos primeiros dias da série, em 2004, e em 2009, os níveis de energia se mantiveram entre moderado a baixos, com potências esparsas em frequências de 2 e 4 dias, e com frequência de 16 dias de duração ao longo de todo este período sazonal. Em GWP, anomalias de entre 8 e 16 dias em 2004 e de 16 dias em 2009 apresentaram variância significativa.

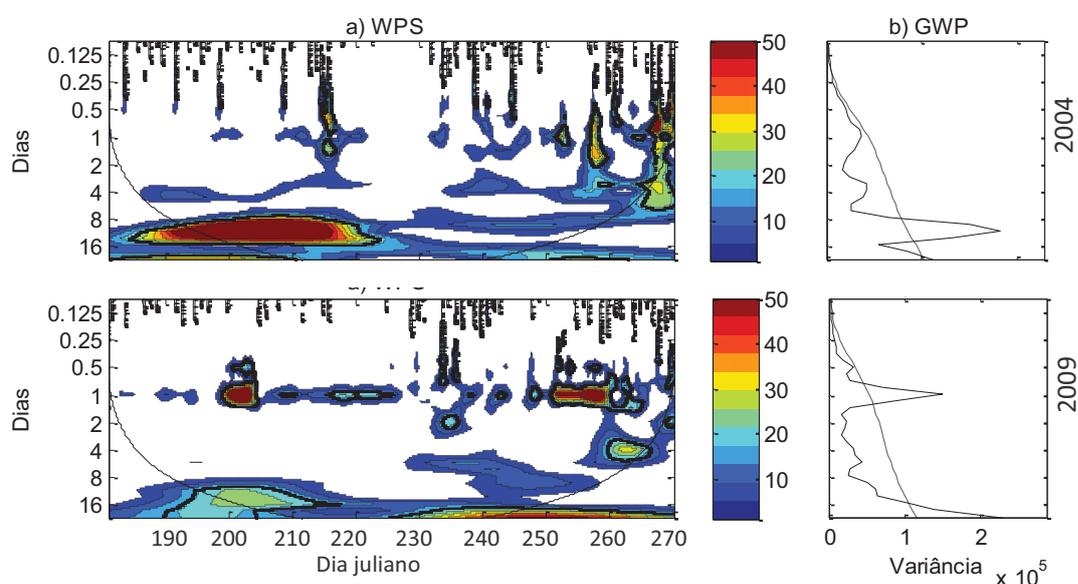


Figura 31. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação seca-úmida (Figura 32), comportamento semelhante à úmida-seca foi observado, com condições de grande instabilidade em 2004, com picos de potência em 2, 4, 8 e 16 dias, e baixos níveis de energia em picos de potencia variando de 4 a 16 dias distribuídos ao longo do período sazonal em 2009. Vale ressaltar que no início desta estação, durante o ano de 2009, mesmo com a remoção do ciclo houve a ocorrência de níveis de energia significativos de 1 dia, o que pode ser devido ao fato de a amplitude do dia médio ser diferenciada no início desta estação.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

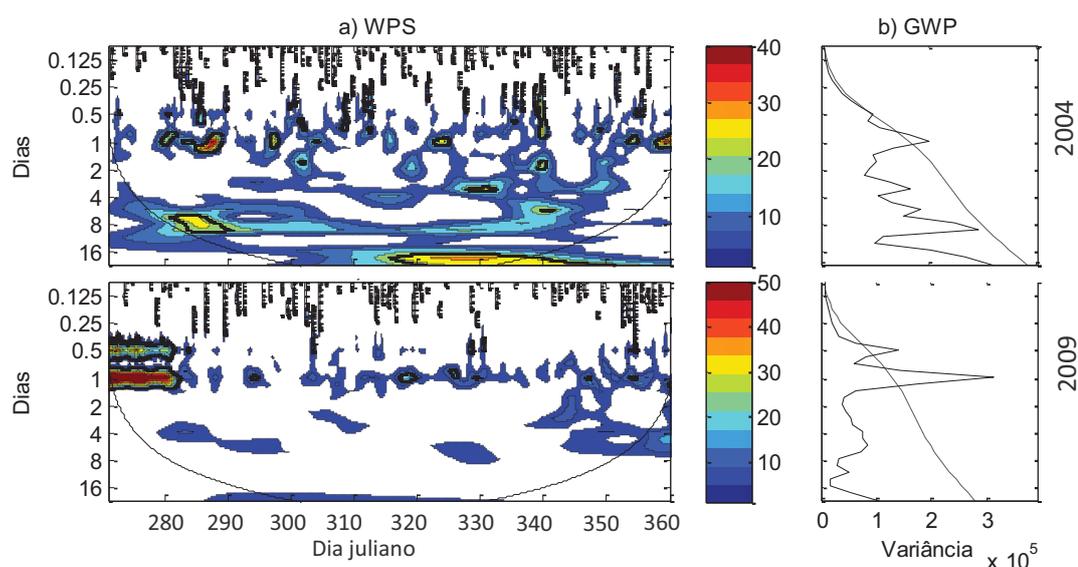


Figura 32. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de saldo de radiação; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Para a variável R_n , foi observado um comportamento muito próximo ao de LE, em que, excetuando-se os picos de 1 e 0,5 dia, a potência local da *wavelet* apresenta natureza esparsa e sem padrão temporal definido dos picos de variância nas estações úmida, úmida-seca e seca-úmida, o que dificulta o estabelecimento de significativas periodicidades relativas ao sequenciamento temporal intra-sazonal desses elementos micrometeorológicos.

No entanto, ficou evidente, tanto para R_n quanto para LE, que oscilações com períodos melhor definidos ocorreram durante a seca, com frequência predominante de 8 a 16 dias de longa duração na escala temporal, com variância significativa quando observado o GWP.

A umidade relativa do ar (UR) apresentou grande intensidade de energia na alta escala de frequência de 24 horas (1 dia), e, diferente do que ocorreu com LE e R_n , apresentou uma diminuição das oscilações no período de 0,5 dia, no qual o nível de energia foi enfraquecido e com interrupções na escala temporal ao longo de todas as estações (Figuras 33 a 36, respectivamente para estação úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida). Em GWP, observou-se variância significativa para ambas as escalas de frequência citadas anteriormente, no entanto, com pico proeminente em 1 dia.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Na estação úmida-seca (Figura 34), embora em GWP se tenha observado variância significativa da UR no período de 1 dia, houve evidente diminuição dos níveis de energia no início desta estação no ano de 2004, que dura até por volta do dia juliano 130, o que pode representar que pequenas amplitudes ao longo do ciclo diário foram observadas no período.

Durante a estação seca (Figura 35), os picos de potência de UR de 1 dia apresentaram-se constantes e com máximo nível de energia, enquanto os picos de 12 h tornam-se enfraquecidos, o que provavelmente está vinculado ao fato de, nessa estação, haver um ciclo diário de UR bem definido, com maiores amplitudes entre períodos diurnos e noturnos, conforme ilustrado na Figura 12 (seção 4.1.1.3).

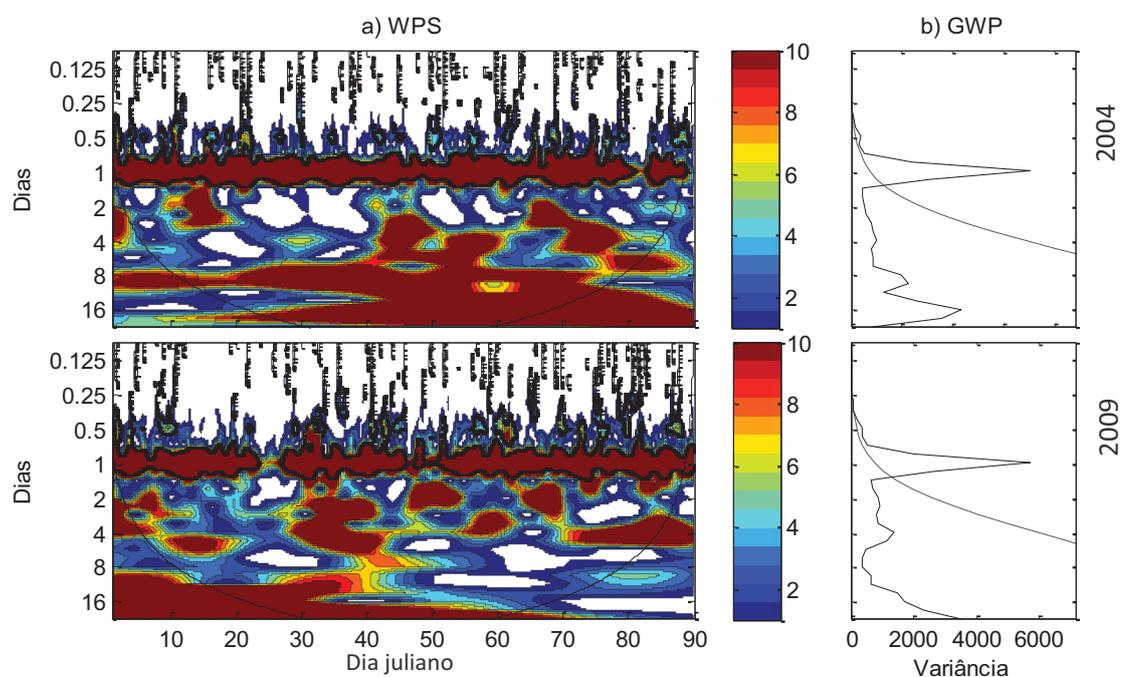


Figura 33. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

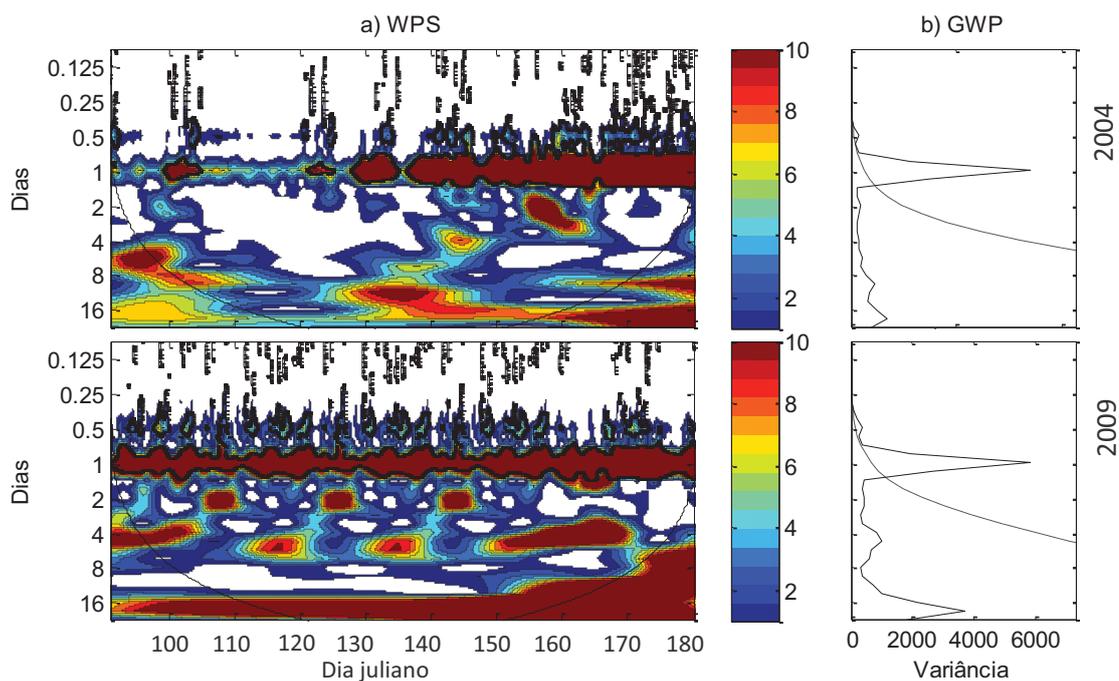


Figura 34. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009.

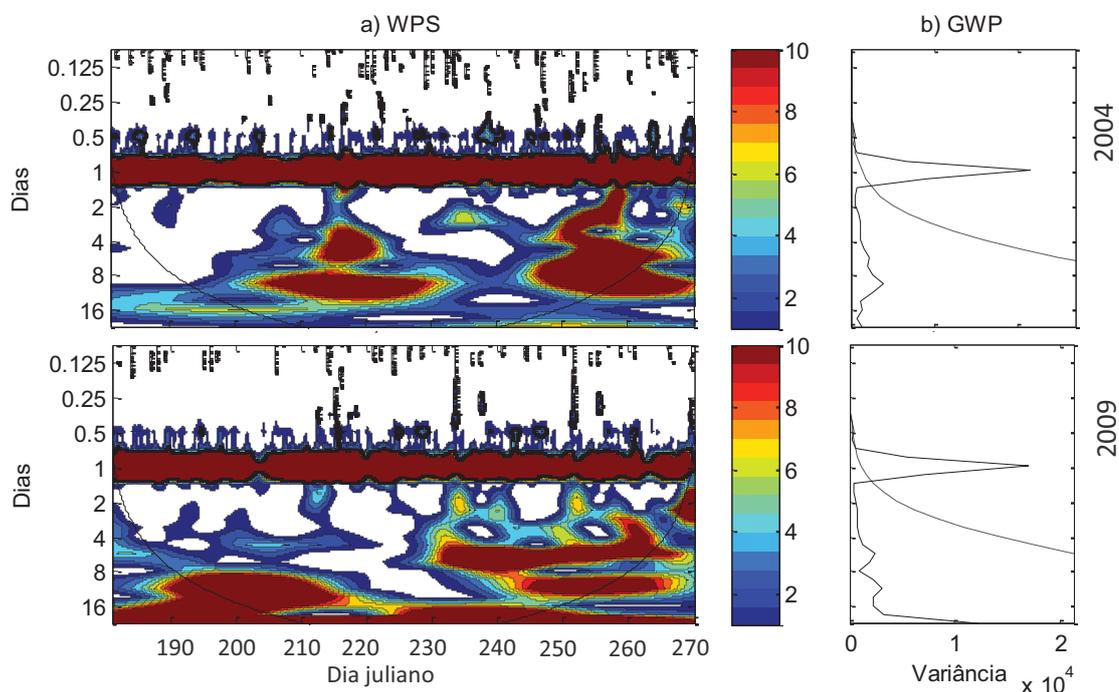


Figura 35. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação seca, anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

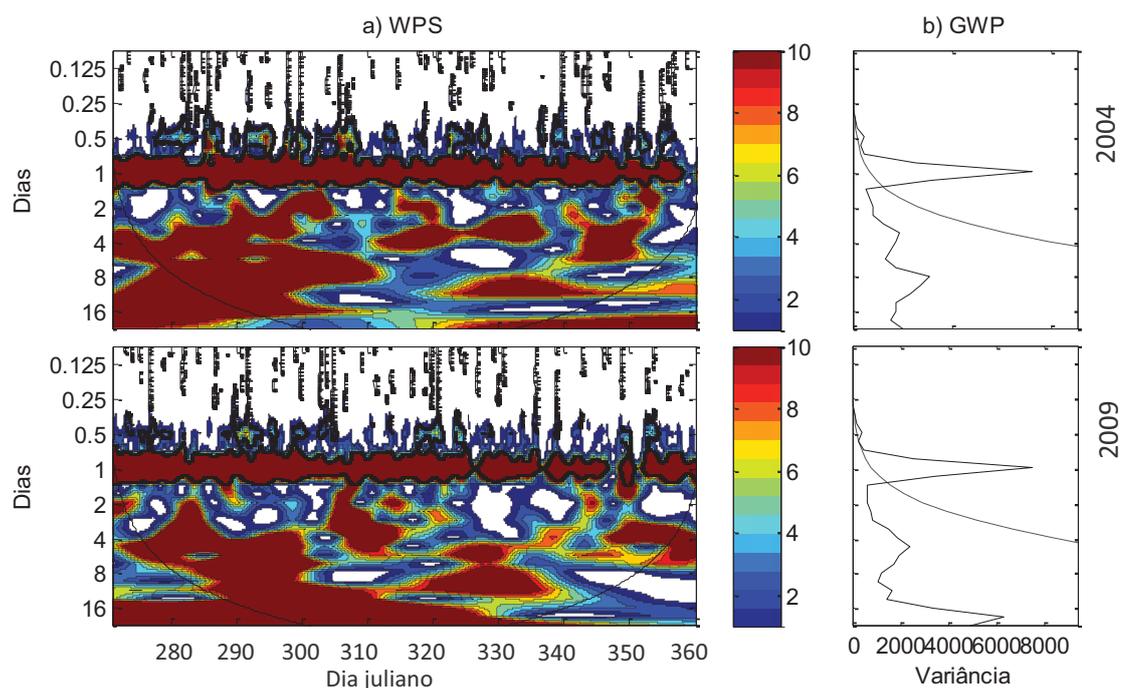


Figura 36. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009.

Após a remoção do ciclo diário da UR, durante a estação úmida (Figura 37), anomalias de 2, 4, 8 e 16 dias foram observadas em WPS, sendo as duas primeiras distribuídas de forma esparsa, e as duas últimas com duração equivalente a toda a estação, em 2004, e duração do dia juliano 0 a 60, em 2009. Dentre estas, apresentou variância significativa em GWP a anomalia com duração de 16 dias do ano de 2004.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

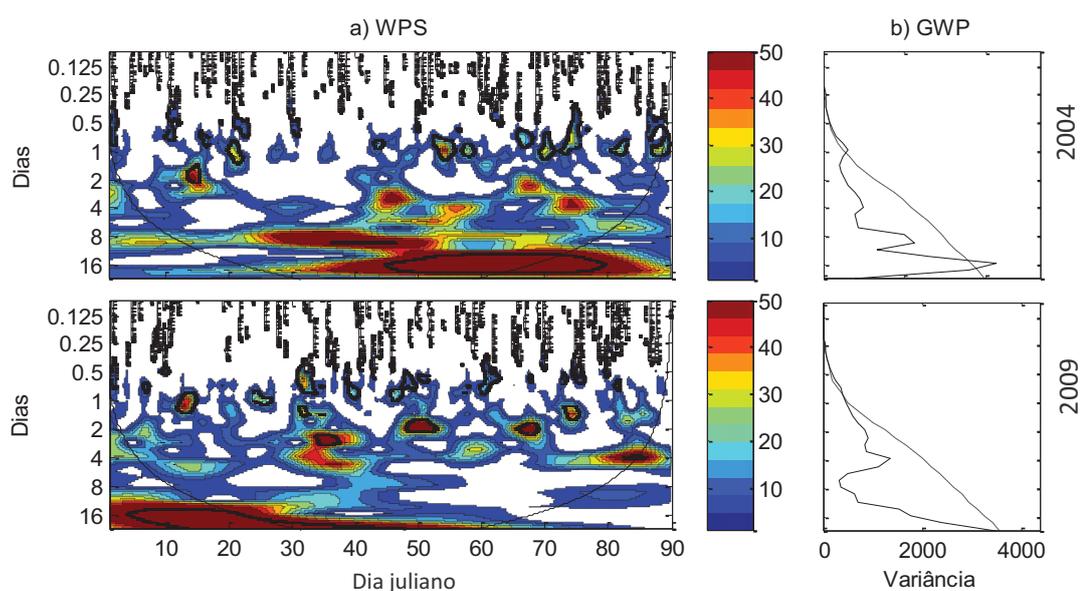


Figura 37. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação úmida-seca (Figura 38) em WPS foram observadas anomalias com períodos dominantes entre 4 e 16 dias, todos esparsos, em 2004, e de 2, 4, e 16 dias em 2009, sendo os dois primeiros esparsos, e o último, abrangendo todo este período sazonal, com pico de variância proeminente em GWP.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

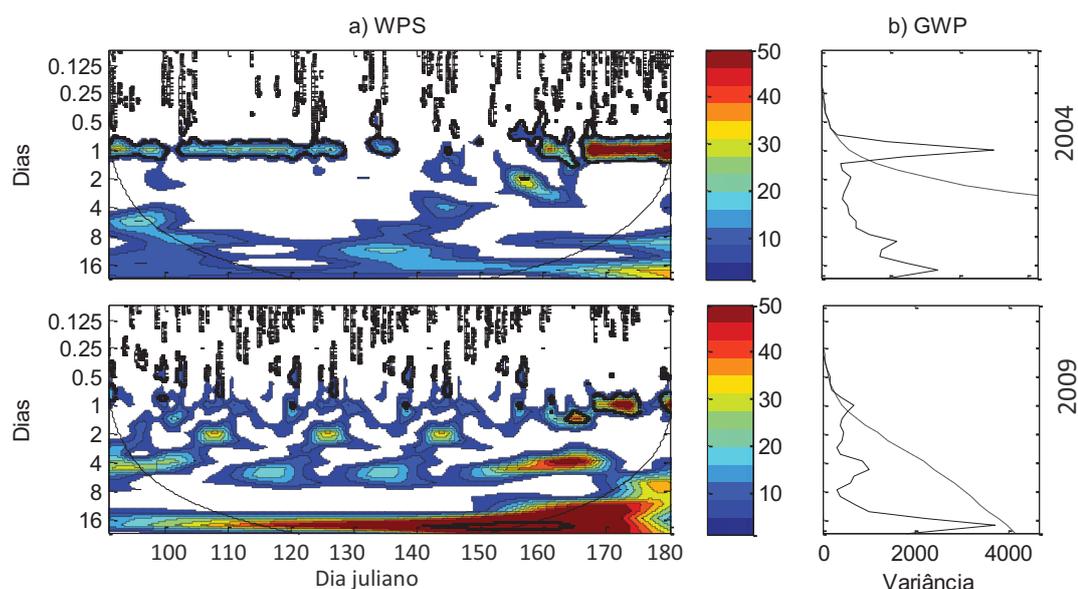


Figura 38. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação seca (Figura 39) com remoção do ciclo diário, é possível observar que ocorreu forte queda na variância após o período de 1 dia, que se reestabeleceu em picos de potência bem definidos de 4 a 8 dias, em 2004, e de 4, 8 a 16 dias, em 2009, com durações na escala temporal crescentes com o período, sendo o período de 16 dias significativo em GWP. Condições de maior estabilidade atmosférica, na escala local, tal qual observado para as variáveis LE e Rn, facilitam a identificação de periodicidades significativas nesta estação do ano.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

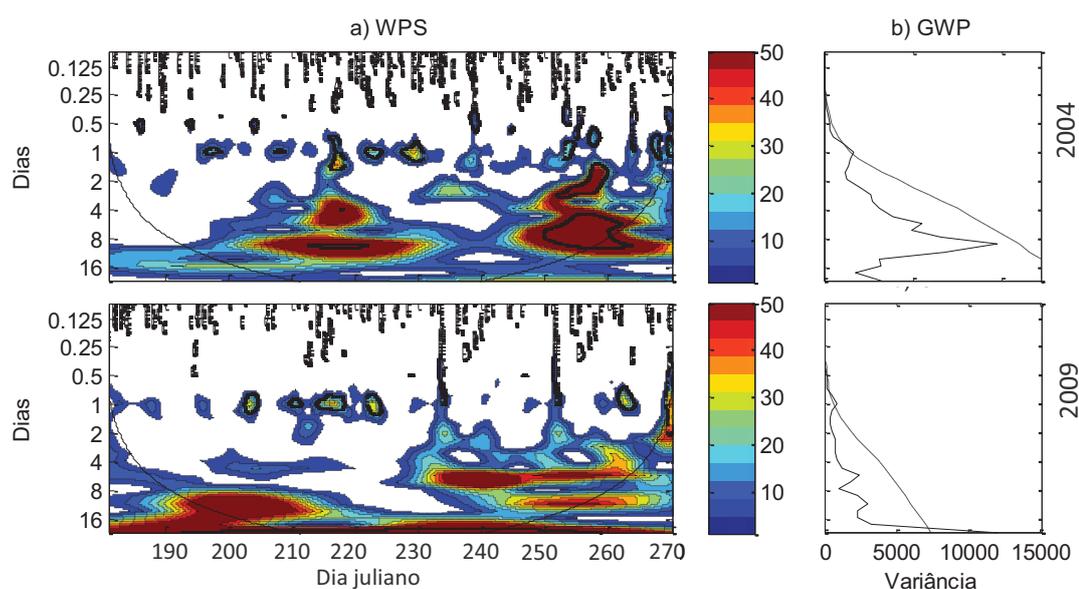


Figura 39. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação seca-úmida (Figura 40), comportamento similar à estação úmida foi observado, com altos níveis de energia presentes em WPS nos períodos de 1 a 16 dias, sendo que, com exceção do primeiro, ilustrado na Figura 36, os demais apresentam distribuição esparsa ao longo dos dias, com períodos de maior duração e picos de maior variância em GWP de 4 a 8 dias em 2004, e de 4 e 16 dias, em 2009, porém nenhum apresentando variância significativa.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

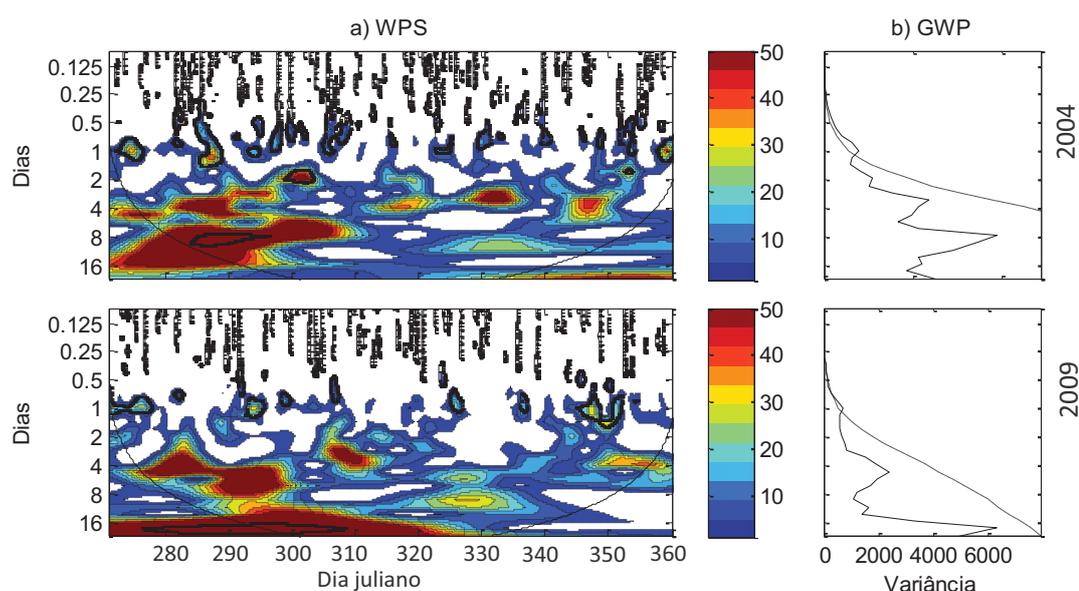


Figura 40. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de umidade relativa do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

A temperatura do ar (T), assim como as variáveis anteriormente descritas, apresentou picos de variância significativa em GWP e altos níveis de energia em WPS durante todas as estações para o período de 1 dia, conforme representado nas Figuras 41 a 44, respectivamente equivalentes às estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida.

Na estação úmida-seca (Figura 42), embora o pico de potência significativo de 1 dia se mantenha durante o ano de 2004, há relevante enfraquecimento nos níveis de energia até meados do dia juliano 140, evento semelhante ao ocorrido com a UR no mesmo período de observações.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

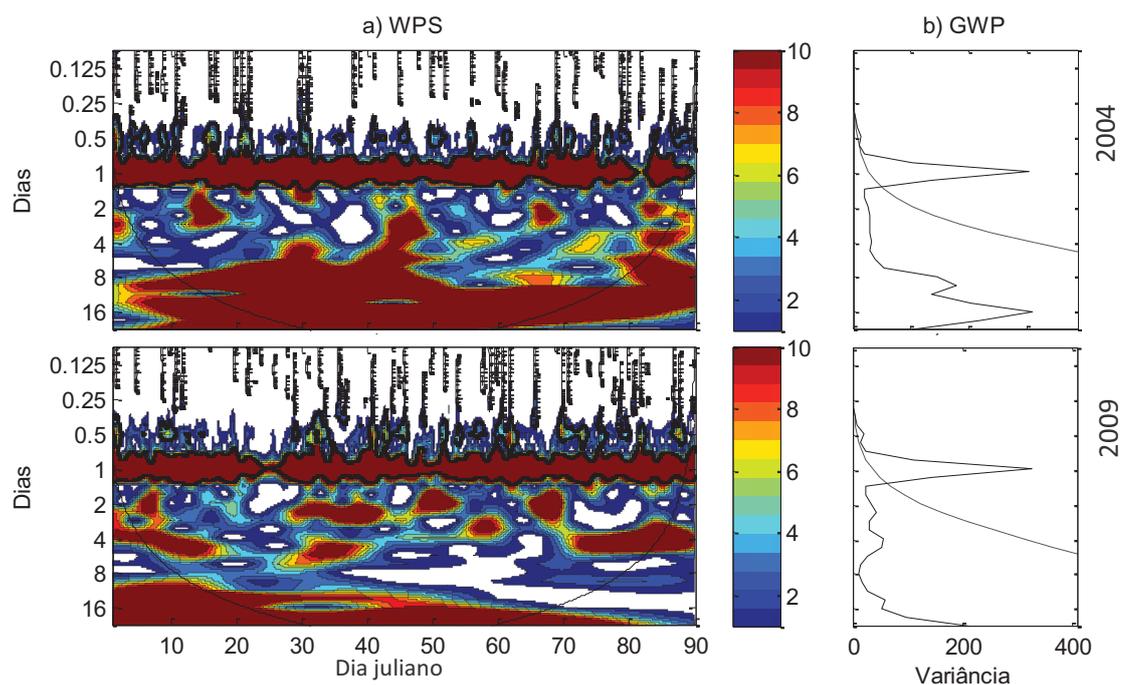


Figura 41. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação úmida, anos de 2004 e 2009.

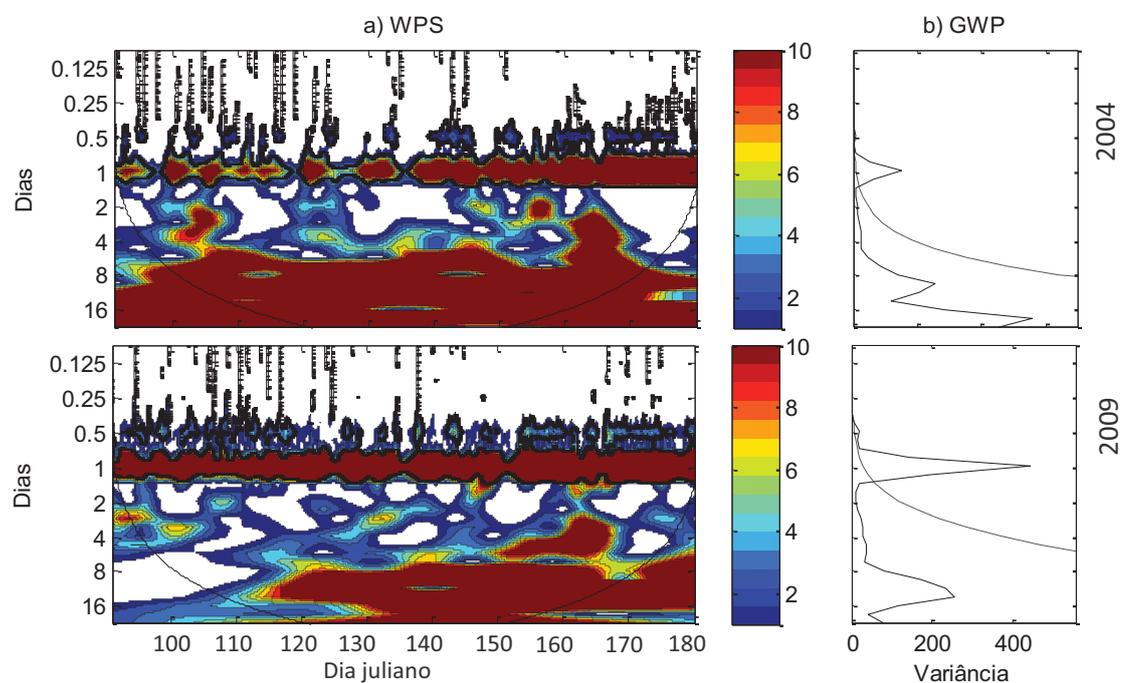


Figura 42. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

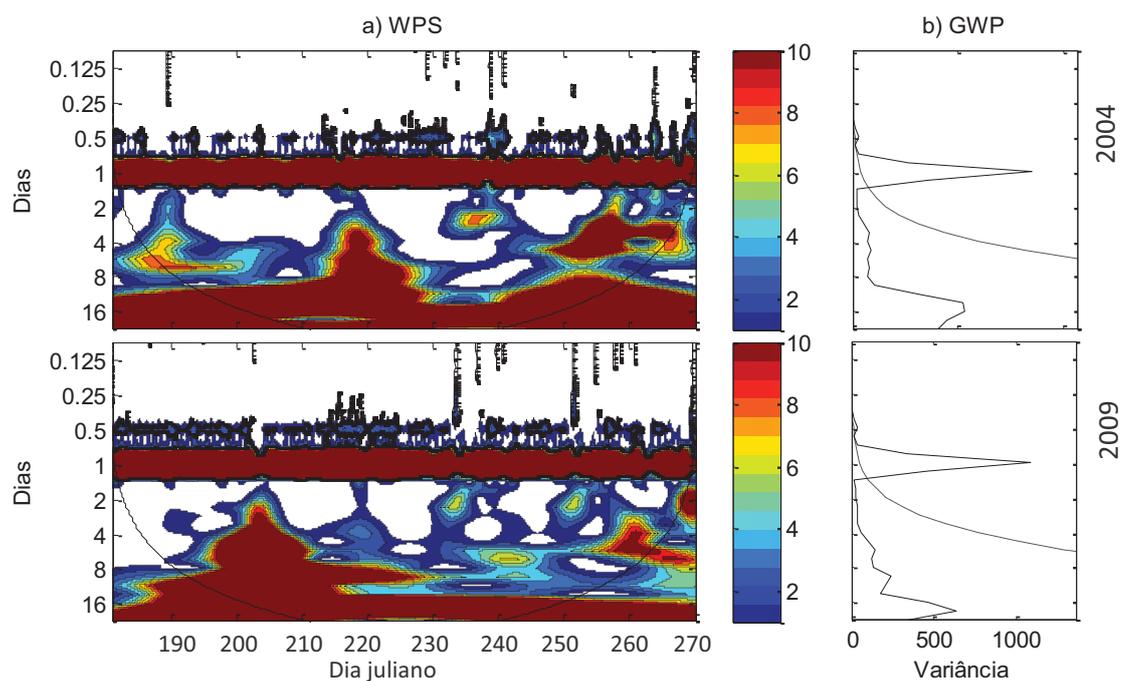


Figura 43. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), para a estação seca, anos de 2004 e 2009.

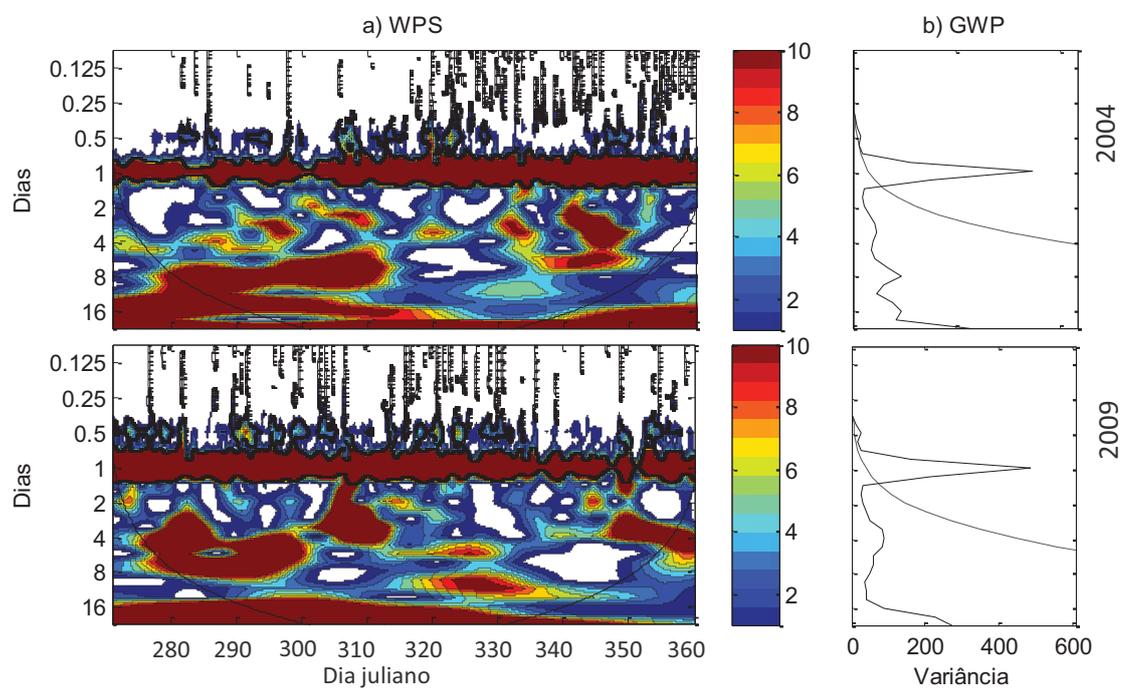


Figura 44. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Durante a estação úmida, com a remoção do ciclo diário de T (Figura 45), ocorreram níveis de energia entre moderados e altos em WPS de anomalias de 2, 4, 8 e 16 dias, sendo os dois últimos com duração aproximada de 90 dias, em 2004, em que as anomalias de 16 dias apresentam variância significativa em GWP. Em 2009, observaram-se anomalias de 2 e 4 dias esparsos no tempo, e de 16 dias com 80 dias de duração, apresentando este último variância significativa.

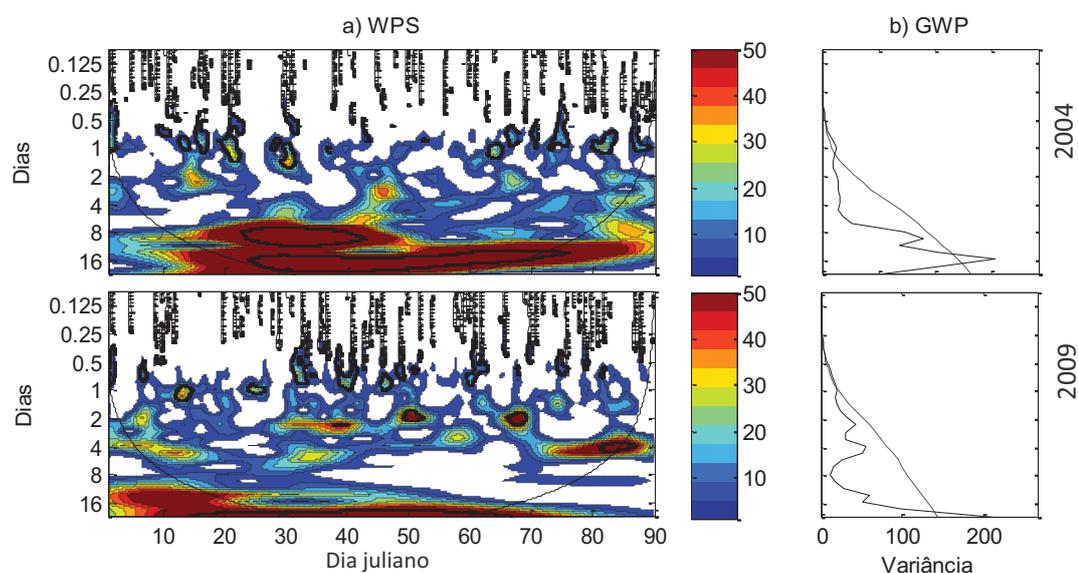


Figura 45. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação úmida-seca (Figura 46), foi possível verificar a ocorrência de períodos com altos níveis de energia em WPS durante toda essa estação, concentrados em escalas de frequência de 8 e 16 dias (ano de 2004), e de 8 dias, no ano de 2009. Em GWP, o pico de potência de 8 dias apresentou variância significativa no ano de 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

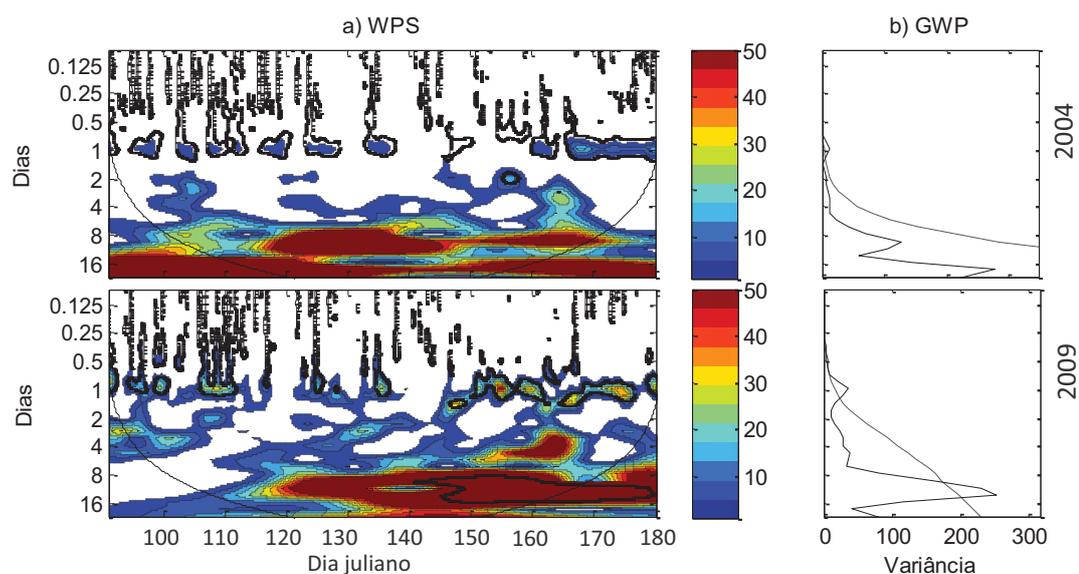


Figura 46. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação úmida-seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Na estação seca (Figura 47) foi possível identificar picos de potência com altos níveis de energia concentrados de 4 a 16 dias, cuja duração na escala temporal tendeu a aumentar proporcionalmente à escala de frequência, nos dois anos estudados, com anomalias significativas de 8 a 16 dias, em 2004, e de 16 dias, em 2009, ocorrendo ao longo de toda a estação. Mais uma vez, o comportamento de T se assemelhou ao comportamento de UR, em que os picos de potência se mantiveram bem definidos durante a estação seca.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

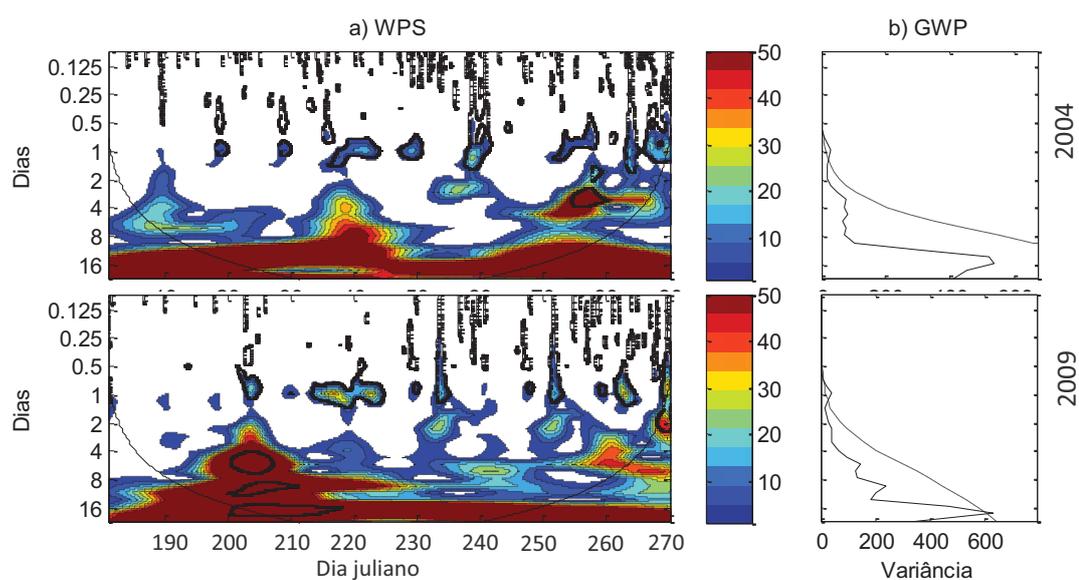


Figura 47. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Analisando a T na estação seca-úmida (Figura 48), foi verificada semelhança com o comportamento de T na estação úmida, bem como, com o comportamento da UR na mesma estação, em que picos de potência variaram em energia e apresentaram-se distribuídos de forma heterogênea ao longo da escala tempo-frequência, indicando um comportamento de tais variáveis dotado de grande aleatoriedade.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

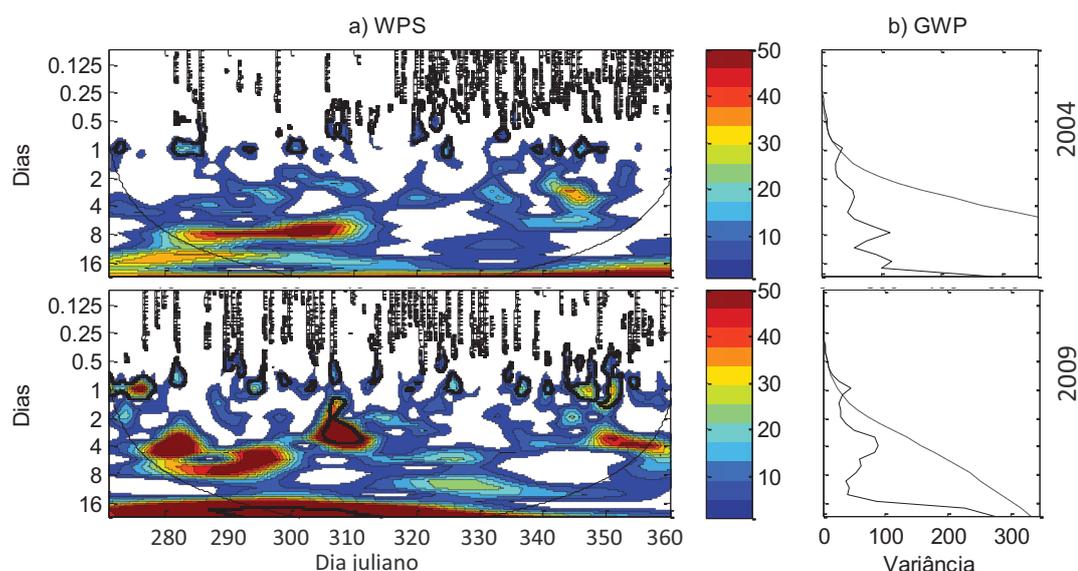


Figura 48. (a) Espectro horário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar; (b) Espectro horário global da *wavelet* (GWP), durante a estação seca-úmida, anos de 2004 e 2009, com remoção do ciclo diário.

Um resumo dos resultados significativos apreendidos pela interpretação das *wavelets* horárias, para as variáveis LE, Rn, UR e T, está apresentado na Tabela 14. Para auxiliar no entendimento da simbologia utilizada nesta Tabela, sugere-se consultar, anteriormente, a Tabela 13, útil também para o entendimento da Tabela 15.

Ficou evidente a relevância dos picos de potência na escala de frequência de 1 dia, para todas as variáveis analisadas, seguido da escala de frequência de 0,5 dia, significativa apenas para as variáveis LE e Rn. Quanto à intensidade de energia dos eventos, LE e Rn apresentaram altos níveis de energia concentrados em sua grande maioria nas frequências de 1 e 0,5 dia, sendo os demais eventos de intensidades baixas a moderadas de energia. No entanto, uma diferença importante entre os eventos de 1 e 0,5 dia, foi que os últimos se deram em intervalos menores, com pequenos fragmentos distribuídos ao longo do tempo, diferente de 1 dia, que tende a ser contínuo ao longo do tempo. Em contrapartida, UR e T mantiveram altos níveis de energia durante todo o período, em diferentes escalas de frequência, exceção feita à escala de frequência de 0,5 dia, que teve sua energia reduzida a baixos níveis.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 13. Legenda da simbologia utilizada nas Tabelas 14 e 15.

Legenda do nível de energia		Legenda da duração do evento		
		Representação	Significado	
Representação	Significado		Tabela horária	Tabela diária
	Baixo nível de energia	1	Evento de duração muito curta (menor que 10 dias)	Evento de curta duração (menor que 50 dias)
	Nível de energia baixo a intermediário	2	Evento de duração curta (10 a 20 dias)	Evento de duração mediana (de 51 a 100 dias)
	Nível de energia intermediário a alto	3	Evento de duração mediana (21 a 30 dias)	Evento de duração alta (de 101 a 150 dias)
	Alto nível de energia	4	Evento de duração alta (31 a 50 dias)	Evento de duração muito alta (maior que 150 dias)
		5	Evento de duração muito alta (mais de 50 dias)	

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 14. Dados de espectro horário de energia local (WPS) referente às variáveis LE, Rn, UR e T, com respectivos níveis de energia e persistência temporal para cada estação, sendo U: úmida; US: úmida – seca; S: seca e SU: seca – úmida.

Variável	Ano	Estação	WPS horário (d)					
			0,5	1	2	4	8	16
LE	2004	U	1	5	1	1	4	4
		US	1	5	1	2	2	4
		S	1	5			3	3
		SU	1	5	1	2	5	5
	2005	U	1	5		2	3	4
		US	1	5		2	4	4
		S	1	5			2	2
		SU	1	5	1	1	2	4
	2009	U	1	5	1	3		4
		US	1	5	1		2	4
		S	1	5		2	2	4
		SU	1	5	2	1	2	
Rn	2004	U	1	5	1	1	3	3
		US	1	5	1	1	2	
		S	1	5		2	2	2
		SU	1	5	1	1	3	3
	2009	U	1	5	1			4
		US	1	5			2	3
		S	1	5	1	1	1	2
		SU	1	5		1	2	
UR	2004	U	1	5	1	1	5	4
		US	1	5	1	1	2	4
		S	1	5	1	2	3	
		SU	1	5	1	3	3	2
	2009	U	1	5	1	1		4
		US	1	5	1	1		5
		S	1	5		3	3	4
		SU	1	5	1	3	3	3
T	2004	U	1	5	1	1	5	5
		US	1	5	1	1	5	4
		S	1	5	1	2	3	5
		SU	1	5	1	1	4	4
	2009	U	1	5	1	1		4
		US	1	5		1	4	4
		S	1	5		2	3	5
		SU	1	5	1	2	2	4

*Obs: As frequências menores que 0,5 dia apareceram em forma de ruído, não sendo possível quantificá-las.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

De um modo geral, os padrões comportamentais de LE apresentaram maior semelhança com os padrões de Rn, bem como, a UR com T, condizente aos resultados encontrados na matriz de correlação apresentada na seção 4.1.3, bem como com resultados de Vilani (2011), no qual se observaram semelhanças entre os níveis de energia de T e UR, que se mantiveram altos ao longo de todo o ano. Os dados permitiram detectar que as oscilações do LE dependem principalmente de Rn, enquanto a UR e T apresentaram maiores oscilações, podendo ser estas ocasionadas por fatores diversificados, não ficando dependentes apenas do componente radiativo.

Quanto à sazonalidade, as variáveis, de um modo geral, apresentaram comportamento mais homogêneo durante a estação seca, com picos de potência bem definidos, enquanto nas estações úmida e seca-úmida, foi observado padrão heterogêneo, denotando instabilidade nos padrões micrometeorológicos do local, o que possivelmente é ocasionado por eventos frequentes de precipitação nestas épocas do ano, relacionados a movimentos de convecção atmosférica.

Predominaram picos de potência entre 8 e 16 dias, nos quais a duração dos eventos se mostrou maior do que as menores potências (Tabela 14).

Com relação à maior significância da potência de 1 dia, resultados semelhantes aos observados no presente trabalho, com picos predominantes de 24 h, foram observados em outro estudo realizado no estado de Mato Grosso, considerando as variáveis temperatura, umidade relativa do ar e radiação solar (VILANI, 2011). Esta oscilação significativa pode ser relacionada com o ciclo diário de insolação.

Pinheiro (2008) em estudo realizado em floresta de transição, aplicando a transformada de Fourier, obteve quatro frequências dominantes para as variáveis estudadas numa escala de tempo de um dia: 24h, 12h, 4h e 3,4h, em que as frequências dominantes encontradas para o fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e temperatura correspondente ao período de 1 dia e 12h, condizente com os resultados aqui apresentados, fenômeno que pode ser atribuído à variações diárias da radiação solar, devido ao movimento de rotação da Terra. Os valores correspondentes a maiores frequências, como às 4h e 3,4h podem ser explicados em função da influência de nuvens e aerossóis, visto que a incidência de radiação é o

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

principal fator a influenciar nos ciclos diários das variáveis microclimáticas. Aplicando a mesma ferramenta, Vilani (2011) encontrou frequências dominantes para as variáveis estudadas numa escala de tempo menor que um dia (12h, 8h, 6h e 4h).

Os valores em frequências menores que 12 horas observados por Pinheiro (2008) e Vilani (2011) podem explicar a presença de ruídos observados em todas as análises *wavelets* do presente trabalho, evidenciando uma característica importante das *wavelets*, que é a dificuldade em detectar frequências em alta escala, ou seja, em intervalos de tempo muito reduzidos, situação para a qual a utilização de análise de Fourier pode ser mais indicada, o que justifica uma maior extensão de pesquisas que utilizam *wavelets*, para análise de elementos micrometeorológicos e climatológicos, em escala mensal e intervalo de tempo maior do que um ano (BIAFN, 2010; COSTA, 2011; CAPISTRANO, 2012; JIANG et al., 2013).

Não obstante, Bolzan e Vieira (2006) utilizaram a transformada de *wavelet* para analisar a correlação cruzada entre velocidade do vento e temperatura do ar, em um período de 5 minutos, e Drago e Boxall (2002) utilizaram dados horários para identificar respostas na elevação do nível do mar a distúrbios atmosféricos, obtendo resultados positivos com aplicação da técnica, em ambos os casos.

4.2.2.2 Análises com dados diários

Nas análises de *wavelet* diárias, ao se aumentar a escala em relação aos dados horários, ocorre uma expansão da *wavelet*, de modo que ela carregará apenas informações sobre o comportamento dos grandes períodos, que correspondem às baixas frequências (FURON et al., 2008).

Os resultados da análise de *wavelet* diária ao longo do ano de LE podem ser observados na Figura 49.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

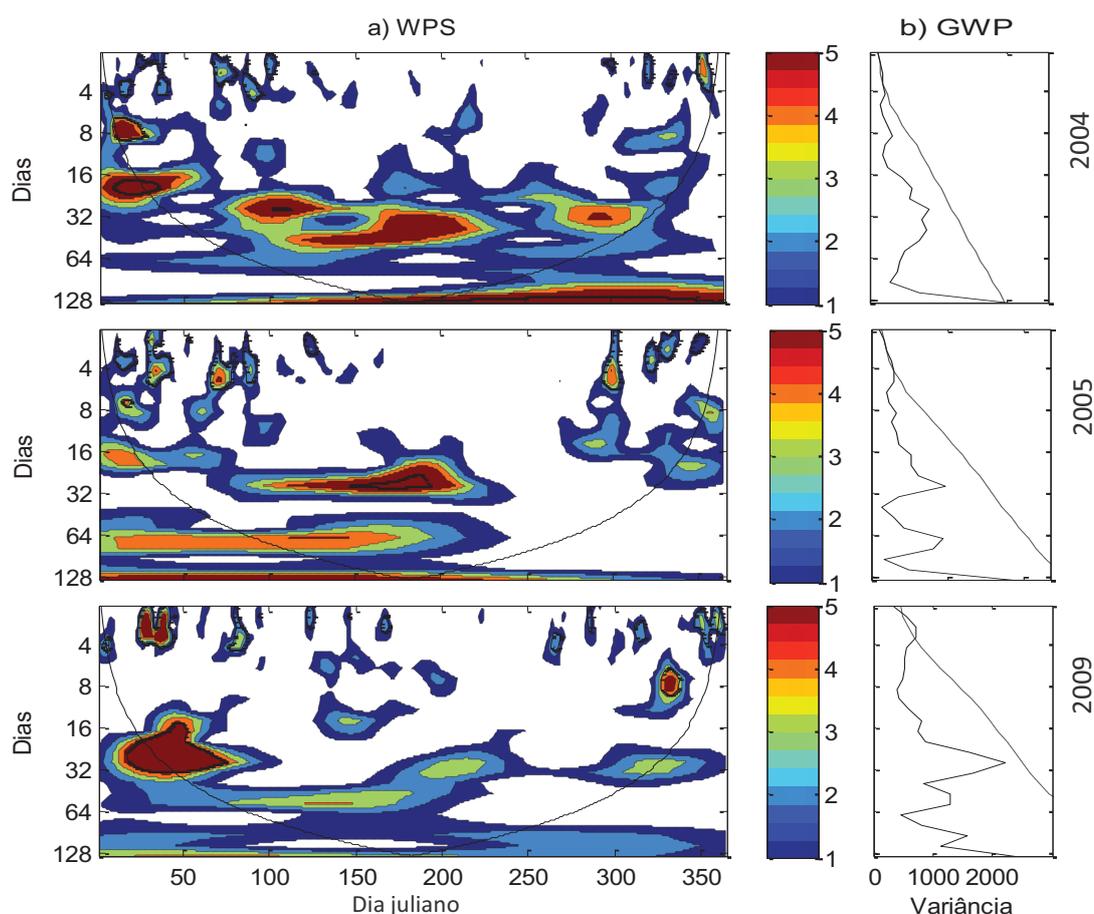


Figura 49. (a) Espectro diário de energia local da *wavelet* (WPS) do fluxo de calor latente (LE); (b) Espectro diário global da *wavelet* (GWP), para os anos de 2004, 2005 e 2009.

No WPS do LE, observou-se, em 2004, períodos com altos níveis de energia de 8 e 16 dias, temporalmente localizados no início do ano (pertencentes à estação úmida), e de 32 a 64 dias, localizados entre os dias 75 e 225, e 280 e 325, sendo estes pertencentes preferencialmente às estações de transição. Em 2005, foram observados picos de 4, 8, 16, 32 e 64 dias, sendo o de 32 dias em maior evidência e que ocorreu entre os dias 100 e 220, representando um evento que englobou parte do período úmido seco e todo o período seco, ou seja, o período mais susceptível ao evento de seca de grande escala ocorrido no período. Em 2009, períodos de 4 dias, com curta duração temporal, foram identificados no início do ano, e de 8 dias, também de curta duração, ao fim de 2009. Períodos entre 16 e 32 dias com altos níveis de energia e com maior duração foram observados entre os dias 5 e 80 (período úmido) do mesmo

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

ano. No GWP as variâncias corroboram o observado em WPS, com os maiores picos de variância observados em 2009.

A Figura 50 apresenta as *wavelets* diárias de Rn referentes aos anos de 2004 e 2009. Em WPS, no ano de 2004 observaram-se altos níveis de energia concentrados nas frequências de 8 e 16 dias (de curta duração), entre 32 e 64, de duração mediana, e de 128 dias, de duração alta. A duração do evento reflete em GWP, em que maiores picos de variância foram observados nas frequências entre 32 e 64, e 128 dias.

Em 2009, frequências dominantes com alto nível de energia estiveram temporalmente localizados entre os dias 16 e 32, e 32 e 64, sendo estes, respectivamente, de curta duração e de duração muito alta. Na escala de frequência entre 64 e 128 dias também ocorreu um pico de variância, no entanto, o nível de energia deste evento foi moderado.

Assim, é possível inferir que frequências dominantes e com altos níveis de energia ocorreram entre as estações seca e seca-úmida, no ano de 2009, e nas estações úmida, seca e seca-úmida, em 2004.

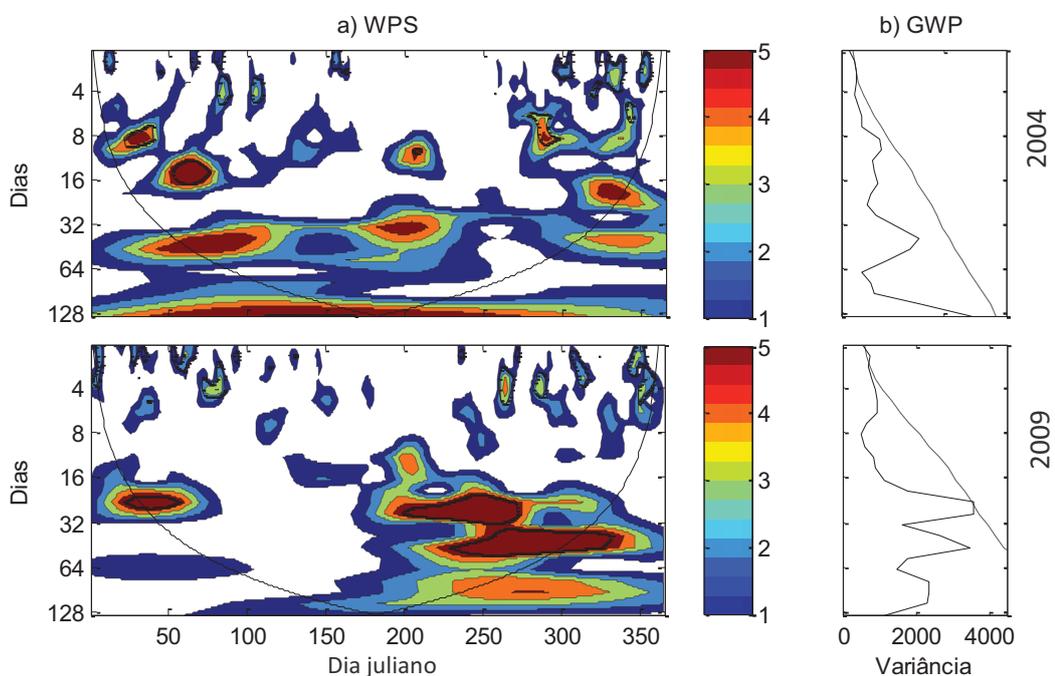


Figura 50. (a) Espectro diário de energia local da *wavelet* (WPS) do saldo de radiação (Rn); (b) Espectro diário global da *wavelet* (GWP), para os anos de 2004 e 2009.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

As *wavelets* referentes à UR diária apresentaram frequências padrão, ao longo do ano, sendo que frequências de 32 dias ocorreram entre os dias 150 e 270 (estação seca e seca-úmida), em 2004 e 2009 e entre 64 e 128 dias, na estação úmida e úmida-seca (ano de 2004), e de úmida-seca a seca-úmida, no ano de 2009 (Figura 51). Tal comportamento revela diferenças no comportamento espectral de UR ao longo do ano, ou seja, reforçando a hipótese de diferenciação de comportamento entre as estações, com destaque para o comportamento durante a estação seca, sendo esta a que mais se diferencia do restante do ano, com oscilações em baixa escala de frequência mais evidentes.

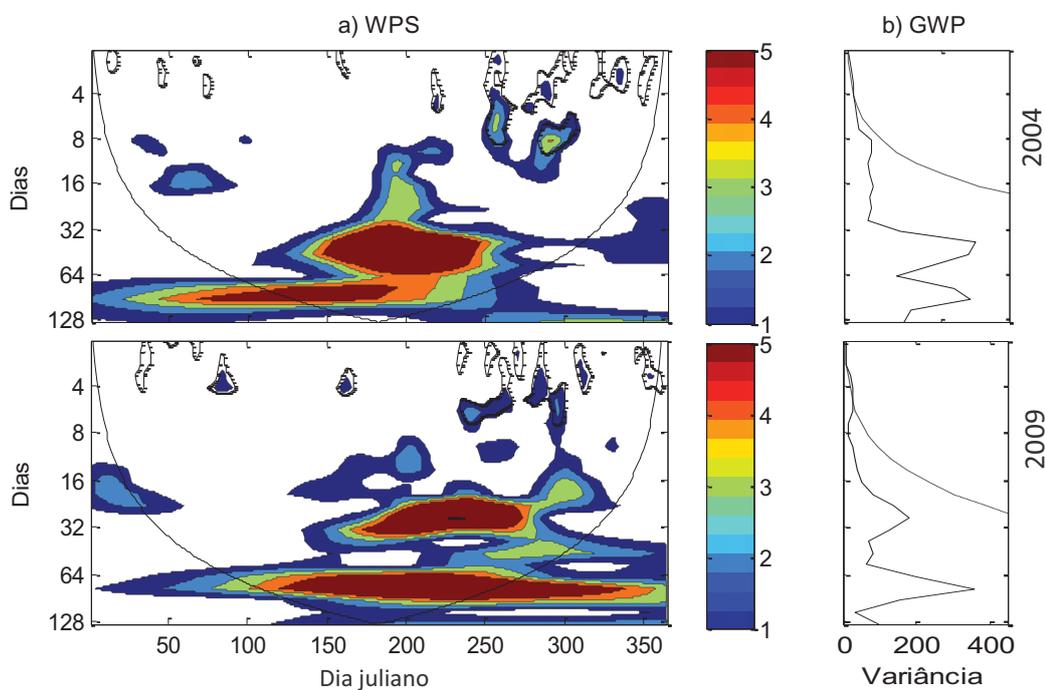


Figura 51. (a) Espectro diário de energia local da *wavelet* (WPS) da umidade relativa do ar (UR); (b) Espectro diário global da *wavelet* (GWP), para os anos de 2004 e 2009.

O escalograma da T indica comportamento semelhante ao de UR, assim como observado nas *wavelets* horárias. No ano de 2004, ocorreram picos de variância entre 16 e 128 dias, com duração temporal aumentando com a escala de frequência, de modo que frequências maiores do que 64 dias ocorreram ao longo de todo o ano, em altos níveis de energia (Figura 52). Em 2009, o GWP apresentou que a variância também aumenta proporcionalmente à frequência, sofrendo uma diminuição brusca

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

na frequência de 32 dias e atingindo o pico de potência em 64 dias. De um modo geral, para temperatura, maiores níveis de energia foram observados nas estações seca e seca-úmida.

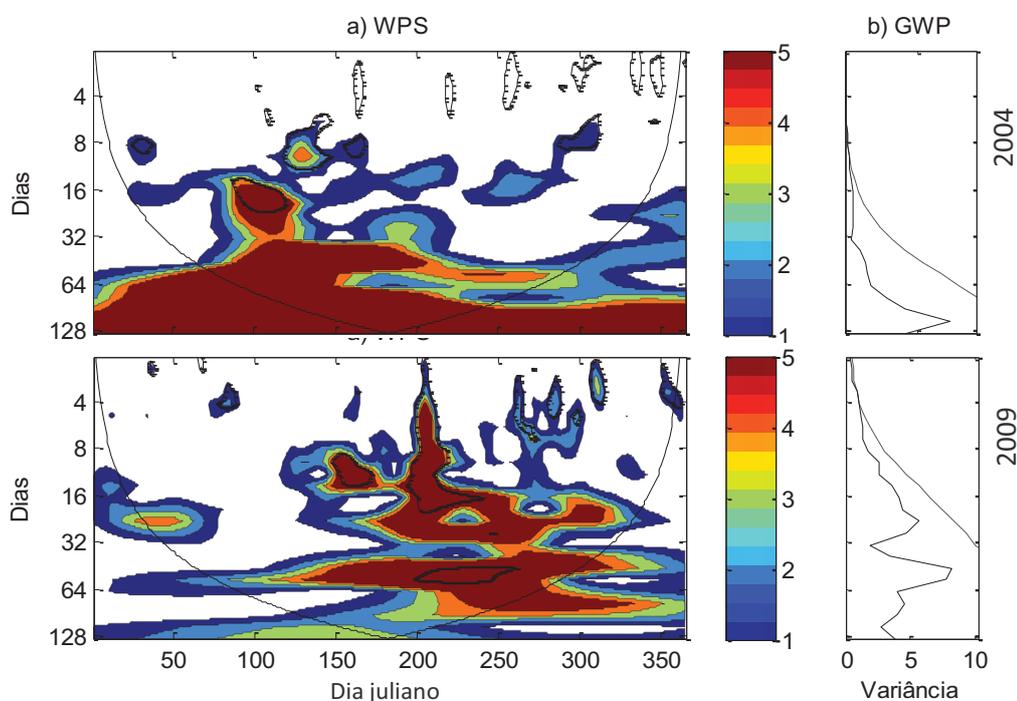


Figura 52. (a) Espectro diário de energia local da *wavelet* (WPS) de temperatura do ar (T); (b) Espectro diário global da *wavelet* (GWP), para os anos de 2004 e 2009.

Na Tabela 15, um resumo do WPS diário de LE, Rn, UR e T é apresentado. A variável que apresentou comportamento similar nos dois anos estudados foi a UR. Para a UR e a T, picos de variância proeminentes foram predominantes durante a estação seca, enquanto para LE e Rn os mesmos ocorrem preferencialmente nos meses úmidos, indicando a ocorrência, nesses períodos, de um padrão de comportamento dominante, podendo ser, para as variáveis UR e T, respostas a eventos externos, e para LE e Rn, a influência das chuvas contínuas na referida estação.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 15. Dados de espectro diário de energia local (WPS) referente às variáveis LE, Rn, UR e T, com respectivos níveis de energia e persistência temporal.

Variável	Ano	WPS Diário (d)					
		4	8	16	32	64	128
<i>LE</i>	2004		1	1	1	2	4
	2005				3	4	
	2009			1	1		
<i>Rn</i>	2004		1	1	2		
	2009		2	2			
<i>UR</i>	2004				2	2	
	2009				3	3	
<i>T</i>	2004			1	2	3	3
	2009		1	1		3	

Concordando com os resultados do presente estudo, Goulart (2011) identificou, em uma área inundável do pantanal mato-grossense, espectros de energia horários e diários da temperatura e umidade relativa do ar com picos significativos de potência espectral nos dias que correspondem de abril a setembro, indicando a relação entre as duas variáveis.

Vilani (2011) identificou energia significativa durante os meses de seca para as variáveis umidade do ar, temperatura do ar e radiação solar incidente, diferindo do presente estudo apenas no que diz respeito ao comportamento da última variável.

Existem diversos estudos que indicam haver padrões com sazonalidade bem definidas no comportamento de variáveis climatológicas, especialmente na região Amazônica (ROCHA et al., 2004; ROCHA et al., 2009; COSTA et al., 2010; SANCHES et al., 2011; COELHO et al., 2012) o que foi descrito na seção 4.1, com relação à estatística descritiva, e confirmado com a análise na escala tempo-frequência de *wavelets*.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Ainda nessa linha de raciocínio, a análise da dimensionalidade de componentes climatológicos de uma floresta de transição Amazônia-Cerrado evidenciou diferença sistemática no comportamento de temperatura e de concentração de CO₂ no ar entre as estações seca e chuvosa, com menor dimensionalidade na primeira, o que pode corroborar a teoria de que neste período há um padrão mais homogêneo de comportamento de algumas variáveis, uma vez que o número de fatores influentes sobre a mesma diminuiu. Em contrapartida, para a concentração de H₂O, menor dimensionalidade foi verificada na estação úmida, de modo que, o principal fator que explica o comportamento desta variável é a elevada umidade do ar, ocasionada pelas chuvas constantes (CAPISTRANO, 2007), o que pode explicar também o comportamento de LE, pois, estando este em condições favoráveis de disponibilidade hídrica, tende a apresentar maior fator de desacoplamento, ou seja, adquire maior dependência de R_n, conforme observou anteriormente Pinto-Júnior et al. (2009).

Vale ressaltar que em baixa escala de frequência (dados diários) foi detectada predominância de eventos com frequência de 16 a 64 dias, indicando possível mudança comportamental das variáveis microclimáticas até mesmo ao longo de uma mesma estação. Ocorreram, ainda, eventos de frequência menor (8 dias), e dois eventos de frequência de 128 dias e longos períodos, estes últimos podendo indicar a interferência de processos em mesoescala (PINHEIRO, 2008). Na mesoescala estão incluídas tanto as circulações locais devido à heterogeneidade da superfície como circulações provocadas pelas nuvens e chuvas (SILVA DIAS, 2006). Tal observação vai de encontro à descrição de von Randow et al. (2002), em que a interação entre a floresta e a atmosfera é dominada pela escala turbulenta apesar de ter uma componente de mesoescala que pode chegar a 30% de contribuição para a covariância dos turbilhões em situações de ventos fracos.

A variância das oscilações observadas nas *wavelets* pode apresentar conexões com fenômenos atmosféricos de durações conhecidas (VITORINO, 2002; REBOITA, 2004), conforme pode ser observado na Tabela 16.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 16: Duração de fenômenos atmosféricos associados à variância das *wavelets*.

Limite (dias)		Fenômenos atmosféricos
Mínimo	Máximo	
0,5	2,0	Linha de Instabilidade da Amazônia
1,0	1,5	Ciclo diário e brisas
4,0	15,0	Massas de ar e frentes
30,0	100	Oscilações de Madden-Julian, incursões de ar frio e variações sazonais
100	250	Ciclo semianual

Fonte: Adaptado de Reboita (2004).

Os períodos de 1 dia, persistentes em todos os escalogramas de dados a cada 30 minutos, bem como os ciclos de 0,5 dia se explicam, desse modo, pelo ciclo diário e efeitos de brisas, além da influência da Linha de Instabilidade da Amazônia (LIA). O efeito de brisas na área em estudo se dá pela proximidade com o rio Ji-Paraná, um rio de grande porte, com vazão média na localidade de $1600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, cuja margem esquerda dista da torre micrometeorológica 1.240 metros. A LIA tem sua origem na interação entre os ventos alísios e a brisa marítima na costa norte da América do Sul e sua organização forçada pelo jato de baixos níveis de leste associado a perturbações de baixa troposfera no Atlântico, eventualmente constituídas pelas ondas de leste (SILVA DIAS e FERREIRA, 1994; COHEN et al., 1995). Segundo COHEN et al. (1995), anualmente ocorrem alguns casos de LIA que se iniciam na costa norte e se propagam para leste passando pela Bacia Amazônica com velocidades de 15 a 20 m s^{-1} , persistindo entre 12 e 48 horas.

Os períodos com predominância na análise de dados horários, entre 8 e 16 dias, e os períodos de 8 e 16 dias dos dados diários, que ocorreram respectivamente em 44,4% e 66,6% das amostras observadas, podem ser explicados pelo efeito de massas de ar e frentes, o que justifica os padrões bem definidos observados durante a

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

estação seca (meses de julho a setembro), período em que ocorre o evento de “friagem”, que são ações de sistemas frontais que ocorrem preferencialmente na parcela meridional da Amazônia, cuja duração encontra-se nessa faixa de dias. Fisch (1996) realizou uma estatística simples do número de eventos de Friagem na região do Sul do Pará durante os anos de 1992 e 1993 e obteve uma frequência de ocorrência de 7 casos por ano, durante os meses de maio à agosto. Brinkman e Ribeiro (1972) citam que, no caso da Amazônia Central, ocorrem de 2 a 3 friagens por ano, durante os meses de seca (junho a outubro).

Os períodos de 32 e 64 dias, que ocorrem, respectivamente, em 77,7 e 66,6% das amostras, podem estar associados a oscilações de Madden-Julian e/ou incursões de ar frio, ou ainda, aos efeitos da sazonalidade (mudança de estações). As oscilações de Madden-Julian são oscilações de longo período, observados no início da década de 70 por Madden e Julian (1971) em dados de pressão à superfície e na componente zonal do vento da ilha Canton (3°S e 172°O) que está situada no Pacífico tropical. E, as variações sazonais e ciclo semianual explicariam, deste modo, os períodos aproximados de 128 dias, que ocorreram em 22,2% das observações.

Ao estudar elementos da variabilidade climática no extremo sul do Brasil, Reboita (2004) identificou, para as variáveis temperatura do ar e umidade específica, oscilações dominantes de 1 dia, associados ao ciclo diário e brisas, de 6,1 e 9,2 dias (temperatura) e 5,3 e 9,2 dias (umidade), associados às incursões de massas de ar e formação de sistemas frontais, de 97,6 dias para ambos, associados a oscilações de Madden-Julian e incursões de ar frio, além de períodos maiores.

Vitorino (2003) observou, na região sul da Amazônia, no espectro da radiação de ondas longas, duas áreas de máximos valores de energia, uma que começa em fevereiro e vai até maio, e outra que começa em setembro, e termina em meados de dezembro. Estas áreas estão relacionadas à atividade convectiva nas bandas de 2-10 dias, que é a banda dominante na região e nas bandas de 10-20 e 20-30 dias. Estas últimas bandas aparecem nos meses de abril e maio, período de atuação da zona de convergência intertropical (ZCIT) no setor norte da América do Sul. A banda de alta frequência (2-10 dias) apresenta um núcleo máximo de radiação no final de setembro e início de outubro, com período em torno de 4 e 5 dias. A banda de 30- 90 dias

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

aparece com pouca intensidade de energia, durante os meses de primavera e verão no hemisfério norte (setembro a março) (VITORINO, 2003).

4.3 ESTIMATIVA DO FLUXO DE CALOR LATENTE POR MEIO DO PRODUTO DE SENSORIAMENTO REMOTO MOD16

4.3.1 validação do algoritmo MOD16 para o sítio REBIO Jaru

Para avaliar a acurácia do algoritmo MOD16 foram utilizados como parâmetro comparativo dados equivalentes à média de 8 dias de fluxo de calor latente medido pelo sistema *eddy covariance* (doravante denominado LE_{EC}) e comparados com as médias também de 8 dias de LE estimados pelo MOD16 (LE_{MOD}) equivalente a uma janela de 3×3 *pixels* (3 km^2) no entorno da torre micro-meteorológica do LBA. Os dados do LE_{MOD} foram filtrados de acordo com o QC disponibilizado no próprio algoritmo, conforme descrito anteriormente.

4.3.1.1 Validação do fluxo de calor latente médio de oito dias

A variabilidade da serie temporal de LE_{MOD} e LE_{EC} , para os anos de 2004 a 2009 está representada na Figura 53.

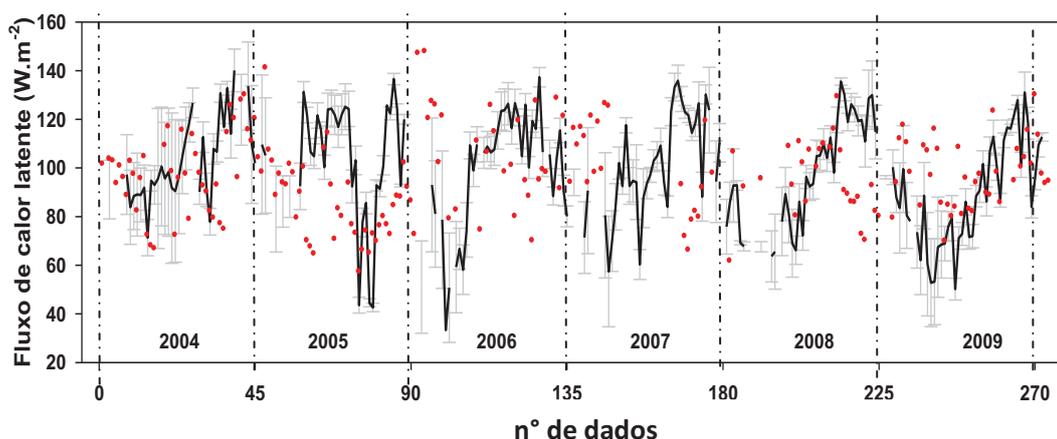


Figura 53. Médias de oito dias de LE_{EC} (círculos em vermelho) e de LE_{MOD} , (linha escura) para o período de 2004 a 2009. As barras em cinza representam o desvio padrão ($\pm DP$) em relação à média dos *pixels* (grade 3×3), e as linhas tracejadas em cinza delimitam as mudanças de ano.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Para o período analisado, a média \pm DP de LE_{MOD} foi de $98,42\pm 5,28 \text{ W m}^2$, com valor mínimo de $33,33 \text{ W m}^2$ ocorrido no dia juliano 65 do ano de 2006, equivalente ao mês de março (estação úmida), e valor máximo de $140,10 \text{ W m}^2$ no dia 305 de 2004 (mês de novembro, estação úmida-seca). A LE_{EC} média foi de $97,22\pm 5,94 \text{ W m}^2$, com valor mínimo de $57,24 \text{ W m}^2$, observado no dia 225 de 2005 (mês de agosto, estação seca), e máximo de $147,85 \text{ W m}^2$ no dia 9 de 2006 (mês de janeiro, estação úmida), com maior amplitude observada para os dados estimados pelo MOD16.

A ocorrência de valores baixos de LE_{MOD} durante a estação úmida indica um padrão de comportamento inesperado, uma vez que foi evidenciado pelos dados do presente estudo (LE_{EC}), bem como por outros autores, que a evapotranspiração em biomas com as características da REBIO Jaru (florestas tropicais semidecíduais) se mantém mais elevada em períodos com maiores taxas de precipitação (AGUIAR et al., 2006; ROCHA et al., 2009; COSTA et al., 2010).

Considerando a diferenciação sazonal existente no comportamento do LE, a série foi subdividida em quatro estações (conforme apresentado anteriormente na seção 3.3.1), a fim de identificar se houve diferença na adequação do modelo, por estação, de acordo com análises de correlação de Pearson, diferença entre as médias e RMSE, apresentadas na Tabela 17.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 17. Correlação de Pearson (LE_{EC} versus LE_{MOD}), incluindo *p-value* (entre parênteses), percentual de diferença entre as médias e RMSE (Raiz do erro médio quadrático) para a composição de 8 dias, durante as estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, e de 2004 a 2009.

Estação (n° de dados)	Correlação de Pearson r (α)	Diferença entre as médias (%)	RMSE ($W\ m^{-2}$)
Úmida ($n=45$)	0,15 (0,385)	-26,5	14,16
Úmida-seca ($n=69$)	0,18 (0,251)	-2,7	326,93
Seca ($n=66$)	0,42 (0,001)	+23,6	279,06
Seca-úmida ($n=49$)	0,04 (0,815)	+9,5	24,63
2004-2009 ($n=230$)	0,10 (0,208)	+1,23	138,11

Sabe-se que o par de variáveis com coeficiente de correlação positivo e $\alpha < 0,05$ tende a crescer junto. De acordo com a análise de correlação de Pearson, o conjunto de dados LE_{MOD} apresentou estas características em relação às medidas de LE_{EC} apenas durante a estação seca, onde $\alpha = 0,001$ e $r = 0,42$, indicando uma correlação significativa.

A análise das médias indicou uma tendência do MOD16 a subestimar o LE nas estações úmida e úmida-seca, e a superestimar nas demais. A melhor aproximação entre as médias foi observada na estação úmida-seca (-2,7%), não obstante, foi o período em que se verificou maior RMSE (326,93 $W\ m^{-2}$). Estudos comparativos de ET em área de cerrado indicaram o mesmo padrão de comportamento do MOD16 (RUHOFF, 2011).

Ao se considerar todo o ano, as melhores aproximações entre as médias foram observadas, de modo que o LE_{EC} foi superestimado em apenas 1,23%, no entanto, os demais índices indicaram não haver uma boa concordância entre os pares de dados, o que pode ser explicado pela diferenciação do comportamento entre as estações, com valores de LE_{MOD} hora acima hora abaixo da média de LE_{EC} .

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Ruhoff (2011), ao comparar a evapotranspiração (ET) do produto MOD16 com valores medidos em sete localidades da região Amazônica, obteve média de $3,28 \pm 0,92 \text{ mm d}^{-1}$ (estimado pelo MOD16) e de $3,32 \pm 0,81 \text{ mm d}^{-1}$ (medido), de modo que a média e o desvio padrão foram bastante próximos. No sítio REBIO Jaru (de janeiro de 2000 a novembro de 2002) foi observada ET média de oito dias estimada de $3,77 \pm 0,40 \text{ mm d}^{-1}$ e medida, de $2,60 \pm 0,72 \text{ mm d}^{-1}$, com $r=0,07$ e RMSE $1,53 \text{ mm d}^{-1}$. Logo, a tendência do produto MOD16 em superestimar valores no sítio da presente pesquisa foi corroborada.

Foram encontradas discrepâncias maiores entre o LE medido e estimado por Cleugh et al. (2007) durante um período muito seco para o sítio de Tumberumba, onde possivelmente o maior déficit de pressão de vapor leva a previsões de LE de até 100 W m^{-2} maior que o medido (LEUNING et al., 2005). Durante a primavera e o inverno, os valores estimados foram 30 a 50 W m^{-2} menores que os medidos (CLEUGH et al., 2007), com saldo anual de superestimava pelo algoritmo.

Mu et al. (2007) revisaram o algoritmo desenvolvido por Cleugh et al. (2007), adicionando o componente evaporação do solo, e encontraram valores muito próximos a magnitude dos dados observados no que se refere à média anual de 19 torres situadas na América do Norte do sistema AmeriFlux (medidas pelo *eddy covariance*), no entanto, os valores do algoritmo ficaram muito menores durante as estações primavera e verão, e mais próximos ao observado durante o outono e inverno, naquela região.

Yuan et al. (2010) validaram o algoritmo aprimorado por Mu et al. (2007), por meio de comparação com medidas de 51 torres equipadas com o sistema *eddy covariance*, verificando que o modelo proposto explicou 82% das variações da evapotranspiração medida.

Em 2011, o algoritmo proposto por Mu et al. (2007), passou uma vez mais por modificações, sendo desta vez incluídos, dentre outros, o cálculo de temperaturas divididas em diurnas e noturnas e o cálculo do fluxo de calor no solo. O novo aprimoramento do algoritmo reduziu o desvio médio absoluto da média diária da evapotranspiração de $0,39 \text{ mm d}^{-1}$ para $0,33 \text{ mm d}^{-1}$ para observações em 46 torres,

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

indicando que a nova estimativa capturou melhor a magnitude das medidas de ET (MU et al., 2011).

Em geral, o que se verifica é que os aperfeiçoamentos garantiram acurácia adequada com relação às médias, no entanto, variações que ocorrem em escalas temporais menores ainda não puderam ser capturadas.

4.3.1.2 Validação do fluxo de calor latente em longo prazo (médias mensais, estacionais e anuais)

A partir da integração das estimativas de LE de oito dias obtiveram-se as médias estacionais, mensais e anuais.

As médias mensais de LE_{MOD} e LE_{EC} apresentaram um padrão sazonal de variação semelhante, com variações positivas e negativas da série coincidindo entre si ao longo dos meses. Por ex.: houve diminuição de LE entre janeiro e março (LE_{MOD}) e janeiro e abril (LE_{EC}), voltando ambos a apresentar ascensão até julho (Figura 54). No entanto, houve variação em relação aos valores mensais estimados e observados, em que valores de LE_{MOD} estiveram entre $28,09 \text{ W m}^{-2}$ superior (mês de janeiro), e $23,12 \text{ W m}^{-2}$ inferior (mês de outubro) à LE_{EC} , de modo que os maiores valores do MOD16 ocorreram entre as estações seca e seca-úmida, coincidindo com os menores valores de LE_{EC} .

Realizando o teste T para avaliar a significância estatística da diferença entre as médias mensais de LE_{EC} e LE_{MOD} , a um nível de significância de 5%, é possível observar que os dois conjuntos de dados mensais são estatisticamente iguais nos meses de abril a junho (estação seca), novembro e dezembro (estação seca-úmida), conforme representado pelos índices a-a, na Figura 54.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

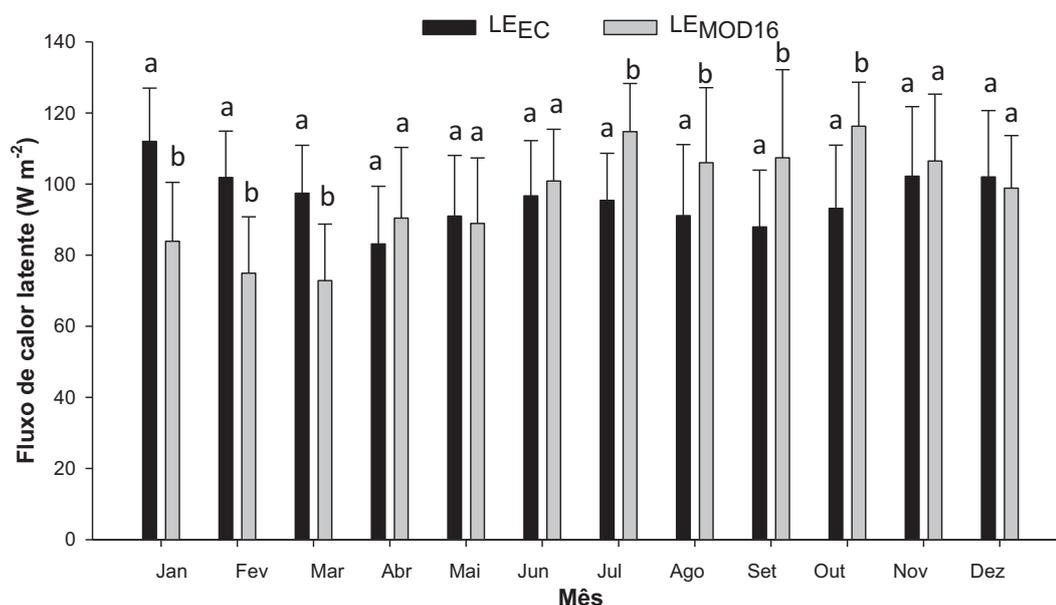


Figura 54. Comparação entre médias mensais de LE_{EC} e LE_{MOD} , de 2004 a 2009. As barras representam o desvio padrão ($\pm DP$), e os índices a-a indicam não haver diferença significativa entre os pares de dados mensais, e a-b indicam que há diferença significativa, para $\alpha = 0,05$, obtido por meio do teste T.

Tal padrão de comportamento é refletido nas médias sazonais, em que LE_{MOD} subestimaram LE_{EC} na estação úmida ($-24,64 \text{ W m}^{-2}$), superestimando em um percentual mais elevado durante a estação seca ($+17,95 \text{ W m}^{-2}$), e apresentando médias e desvio padrão muito próximos durante as estações de transição, conforme pode ser observado no *box-plot* (Figura 55).

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

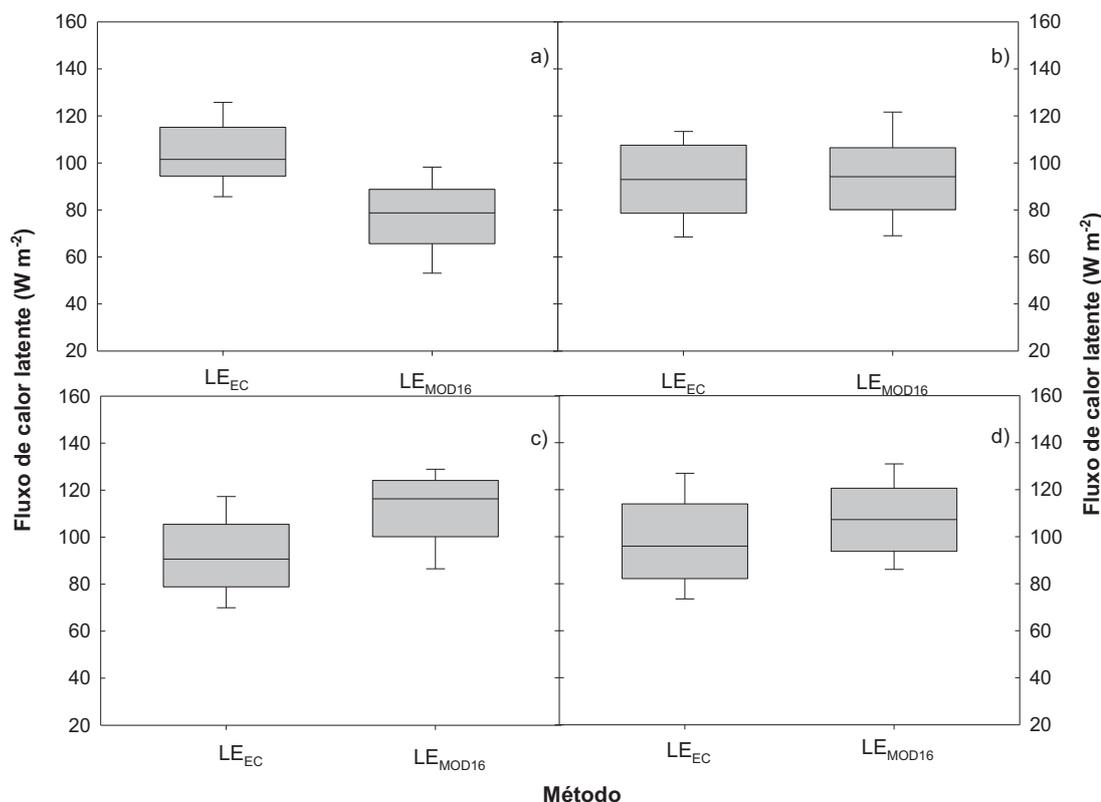


Figura 55. *Box-plot* comparativo entre LE_{EC} e LE_{MOD} , para as estações úmida (a), úmida-seca (b), seca (c) e seca-úmida (d), com dados de 2004 a 2009. A linha central do *box-plot* representa a mediana do conjunto de dados, a caixa representa o intervalo interquartil que contém 50% dos dados, e os extremos representam valores máximo e mínimo.

As médias anuais dos dados estimados e observados de 2004 a 2009 apresentaram valores muito próximos, sendo a diferença mínima observada no ano de 2007, em que o LE_{MOD} apresentou uma superestimativa de $1,05 W m^{-2}$ (1%) e, a máxima, em 2005, com valores de LE_{EC} superestimados em $15,78 W m^{-2}$ (18%), tendo o LE_{MOD} apresentado subestimativa apenas no ano de 2006, de $7,45 W m^{-2}$ (7%).

Analisando as variações do LE_{MOD} ocorridas ao longo dos seis anos estudados, verificou-se um decaimento de 13,9%, o que está de acordo com a tendência apresentada pelas medições de LE_{EC} .

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Os valores de LE_{MOD} apresentaram menor variação interanual em relação ao LE_{EC} , sugerindo menor sensibilidade do algoritmo à detecção de alterações nos padrões de comportamento de alguma variável influente, como por ex., as alterações na disponibilidade hídrica do ecossistema ocorridas em 2005. A diminuição do LE_{MOD} no ano que sucedeu a seca de 2005 pode representar uma resposta, com certo atraso, dos efeitos do referido evento, visto que os efeitos das secas severas sobre os dosséis das florestas Amazônicas tem se apresentado persistentes nos anos seguintes (SAATCHI et al., 2012), nos quais a diminuição do conteúdo de água no solo naquele ano de seca podem apresentar como reflexo, por exemplo, a maior mortalidade de árvores, com conseqüente diminuição do IAF, um importante parâmetro de entrada do algoritmo MOD16.

Comparando as diferentes escalas temporais, observou-se que as estimativas de LE_{MOD} apresentaram melhores resultados quando se considera um maior intervalo temporal (dados mensais e anuais), concordando com estudos de Ruhoff (2011) e ainda, verificou-se a importância de se analisar a série por estações, respeitando as diferenças sazonais existentes na localidade, devido à mudança no padrão de comportamento de LE_{MOD} ao longo do ano, quando comparado ao LE_{EC} , um indicativo de que dados medidos e estimados possuem diferentes variáveis de influência.

As informações apreendidas neste capítulo, agregadas às observações de Costa et al. (2010) citadas anteriormente em que, para regiões de florestas tropicais sazonalmente secas, nas quais a REBIO Jaru está inclusa, os fatores que controlam os processos evapotranspirativos podem variar ao longo das estações, serão utilizadas como base para as discussões do capítulo seguinte.

4.3.2 Controle da variação do fluxo de calor latente

4.3.2.1 Fatores relacionados à escala espacial

Escala é um conceito-chave em estudos de ecologia da paisagem, também é importante para teoria de modelagem de diversos aspectos de uma floresta e suas aplicações. Segundo Xi et al. (2009), a escala de modelos refere-se a adequada escala espaço- temporal para a área de estudo, incluindo as escalas espaciais (isto é,

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

extensão, tamanho da área) e escalas temporais, que são definidos pela resolução temporal (isto é, duração do evento), sendo os fatores de escala geralmente utilizados como um importante parâmetro para, por ex. desenvolvimento de modelos, ao permitir observações sobre os mecanismos da dinâmica florestal e as interações ocasionadas por perturbações em seu estado original.

Uma vez detectado (tanto pelas análises de *wavelets* quanto pela análise por estação dos dados micrometeorológicos) que a sazonalidade apresenta forte influência no comportamento de LE, e que o LE_{MOD} varia sazonalmente, com os melhores resultados encontrados ao se considerar um maior intervalo de tempo, estas características foram levadas em conta, de modo que as composições das médias mensais foram agrupadas por estação (úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida), com a finalidade de obter uma análise mais detalhada sobre a influência dos fatores relacionados à espacialidade na acurácia do algoritmo MOD16 (Tabela 18). As médias anuais também foram analisadas.

Os arranjos espaciais dos *pixels* adotados foram apresentados anteriormente na Tabela 4. Dentre os arranjos propostos, a melhor aproximação entre as médias dos fluxos de calor latente observado e medido foi verificada para o LE_{MOD} considerando-se a direção predominante do vento (LE_{MODu}) nas estações úmida, seca e seca-úmida, e para o LE_{MOD} na estação úmida-seca e na média anual, apresentando também menor RMSE nos períodos anteriormente descritos.

O arranjo LE_{MODu} apresentou correlação significativa ($\alpha < 0,05$) com LE_{EC} durante as estações úmida e seca, sendo que nesta última correlações significativas também foram verificadas para LE_{MODIXI} e LE_{MODF} , indicando que o algoritmo foi capaz de reproduzir melhor as variações de LE durante a estação seca. No entanto, no que se refere às médias, estas estiveram mais próximas nas estações de transição (úmida-seca e seca-úmida), e no período anual.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 18. Média (\pm DP), diferença das médias (%) e coeficiente de correlação de Pearson (incluindo α) entre LE_{EC} e LE_{MOD} , em diferentes arranjos espaciais (LE_{MOD1X1} , LE_{MOD} , $LE_{MOD3X3F}$, LE_{MODu}), percentual de diferença entre as médias e RMSE (Raiz do erro médio quadrático) das médias mensais, durante as estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, e das médias anuais de 2004 a 2009.

Período sazonal	Arranjo espacial	Média \pm DP	Diferença das médias (%) em relação a LE_{EC}	Coeficiente de correlação de Pearson (r)	RMSE ($W m^{-2}$)
Úmida	LE_{EC}	103,95 \pm 13,28	--		
	LE_{MOD1X1}	80,04 \pm 27,34	-23,00	0,157(0,57)	109,06
	LE_{MOD}	78,33 \pm 13,42	-24,64	0,184 (0,33)	99,43
	LE_{MODF}	77,92 \pm 19,50	-25,04	0,273 (0,30)	98,99
	LE_{MODu}	81,43 \pm 11,31	-21,66	0,535(0,02)	86,36
Úmida-seca	LE_{EC}	92,15 \pm 10,37	--		
	LE_{MOD1X1}	96,50 \pm 20,81	+4,72	0,170 (0,56)	15,75
	LE_{MOD}	93,40 \pm 16,21	+1,35	0,180 (0,23)	5,90
	LE_{MODF}	95,09 \pm 17,38	+3,19	0,132 (0,65)	13,04
	LE_{MODu}	95,50 \pm 15,98	+3,63	0,050 (0,86)	12,36
Seca	LE_{EC}	93,02 \pm 12,94	--		
	LE_{MOD1X1}	113,63 \pm 17,35	+22,15	0,533(0,02)	82,63
	LE_{MOD}	109,72 \pm 16,64	+17,95	0,477(0,05)	66,94
	LE_{MODF}	111,83 \pm 16,48	+20,22	0,485(0,04)	75,41
	LE_{MODu}	108,45 \pm 16,76	+16,58	0,524(0,03)	61,88
Seca-úmida	LE_{EC}	96,67 \pm 13,66	--		
	LE_{MOD1X1}	112,84 \pm 16,69	+16,72	0,147(0,57)	65,48
	LE_{MOD}	107,78 \pm 13,75	+11,49	0,041(0,87)	47,15
	LE_{MODF}	108,91 \pm 16,77	+12,66	0,288(0,26)	49,73
	LE_{MODu}	104,70 \pm 8,73	+8,30	0,141(0,57)	34,66
2004-2009	LE_{EC}	97,22 \pm 5,94	--		
	LE_{MOD1X1}	103,45 \pm 9,78	+6,40	-0,131(0,80)	15,24
	LE_{MOD}	98,42 \pm 5,28	+1,23	-0,340(0,51)	2,92
	LE_{MODF}	100,50 \pm 6,02	+3,37	0,148(0,77)	8,81
	LE_{MODN}	101,55 \pm 6,02	+4,45	0,103(0,84)	10,22
	LE_{MODS}	99,04 \pm 5,11	+1,87	0,036(0,94)	4,46

*Obs: Em negrito, estão destacadas as menores diferenças entre as médias, menores RMSE e coeficientes de correlação com nível de significância menor ou igual a 5%.

O *footprint* (ou seja, a área de abrangência) dos dados de sensoriamento remoto varia de 1 a 110 km, enquanto o *footprint* do sistema *eddy covariance* é normalmente inferior a 1 km (LI et al., 2008), nesse sentido, a comparação entre torres de fluxo e dados de sensoriamento é problemática (McCABE e WOOD, 2006).

Não obstante, a análise das médias leva a supor que possivelmente está havendo influência do transporte convectivo da área do entorno a um raio mínimo de

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

3,5 km sobre as medidas da torre, especialmente nas direções Sul sudoeste (estação seca e seca-úmida) e Norte (estações úmida), pois o LE obtido dos *pixels* localizados na direção predominante dos ventos representa melhor os valores medidos.

De um modo geral, o LE_{MOD} apresentou melhores resultados na análise de todo o período, enquanto a análise por estação apresenta indícios de que a melhor forma de se analisar os dados do MOD16 é selecionando os *pixels* de acordo com a direção predominante dos ventos (LE_{MODu}), informação ratificada nas análises de regressão linear apresentadas nas Figuras 56 e 57, em que o modelo melhor explicou a variância dos dados observados durante as estações úmida (28%) e seca (27%).

Ao analisar a acurácia do algoritmo MOD16 em áreas de diferentes classificações climáticas (continental, zonas temperadas, zonas equatoriais, áridas e polares), Kim et al. (2012) encontraram valores de r variando de 0,12 a 0,82, sendo o menor valor encontrado em zonas áridas, e o maior, em uma floresta mista de clima continental, sendo encontrado para as duas áreas de floresta tropical (clima equatorial) estudadas r de 0,41 e 0,27, condizentes com o presente estudo.

Estudando a evapotranspiração medida e observada no sítio REBIO Jaru, Ruhoff et al. (2011) encontraram uma correlação entre a ET média diária observada e estimada de 0,25 com RMSE de $1,53 \pm 1,83$ mm d^{-1} . Em médio e longo prazo os resultados permaneceram constantes. A correlação mensal foi de 0,20 com RMSE mensal de 62%, enquanto o RMSE anual foi de 68%. Apesar de haver uma superestimativa da evapotranspiração, verificou-se que a sazonalidade da ET estimada foi relativamente coerente com a ET observada. No mesmo estudo, os autores destacaram que a REBIO Jaru, embora se encontre em área de floresta sazonal semidecidual, apresenta no MOD16 parametrização característica de floresta tropical latifoliada (ou floresta ombrófila sempre-verde, como apresentado neste estudo), de modo que a acurácia do modelo para essa área não se mostrou superior devido ao fato do controle da variância do produto MOD16 ser relacionado principalmente à parametrização do algoritmo de acordo com as características de cada bioma, o que não foi corretamente selecionado para a área em questão.

A classificação imprecisa de uso e cobertura da terra implica na utilização incorreta dos parâmetros de temperatura mínima do ar e do déficit de pressão de

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

vapor (VPD) utilizados na determinação da abertura e fechamento dos estômatos na condutância estomatal e do dossel (RUHOFF et al.,2011), o que acarreta em estimativas de ET menos precisas, como dito anteriormente, visto que a utilização desses parâmetros visa simular a condutância estomatal e do dossel mesmo em condições de estresse hídrico ou de temperatura, uma vez que essas condições podem resultar em elevados erros de estimativa da ET. Erros de classificação dos biomas no produto MCD12Q1 também podem resultar em imprecisões no IAF. Tanto é importante a correta parametrização que boa acurácia do modelo foi verificada para 3 sítios instalados em área de florestas tropicais pluviais corretamente classificados (RUHOFF et al., 2011).

Além disso, alguns problemas associados ao algoritmo e aos dados de entrada podem ocorrer, uma vez que se consideram parâmetros biofísicos usados no algoritmo como constantes para o mesmo bioma, e diferenças fenológicas significativas são passíveis de ocorrer neste, o que pode acarretar em diferenças expressivas entre as condições reais verificadas em campo e os parâmetros usados no algoritmo (TURNER et al., 2003).

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

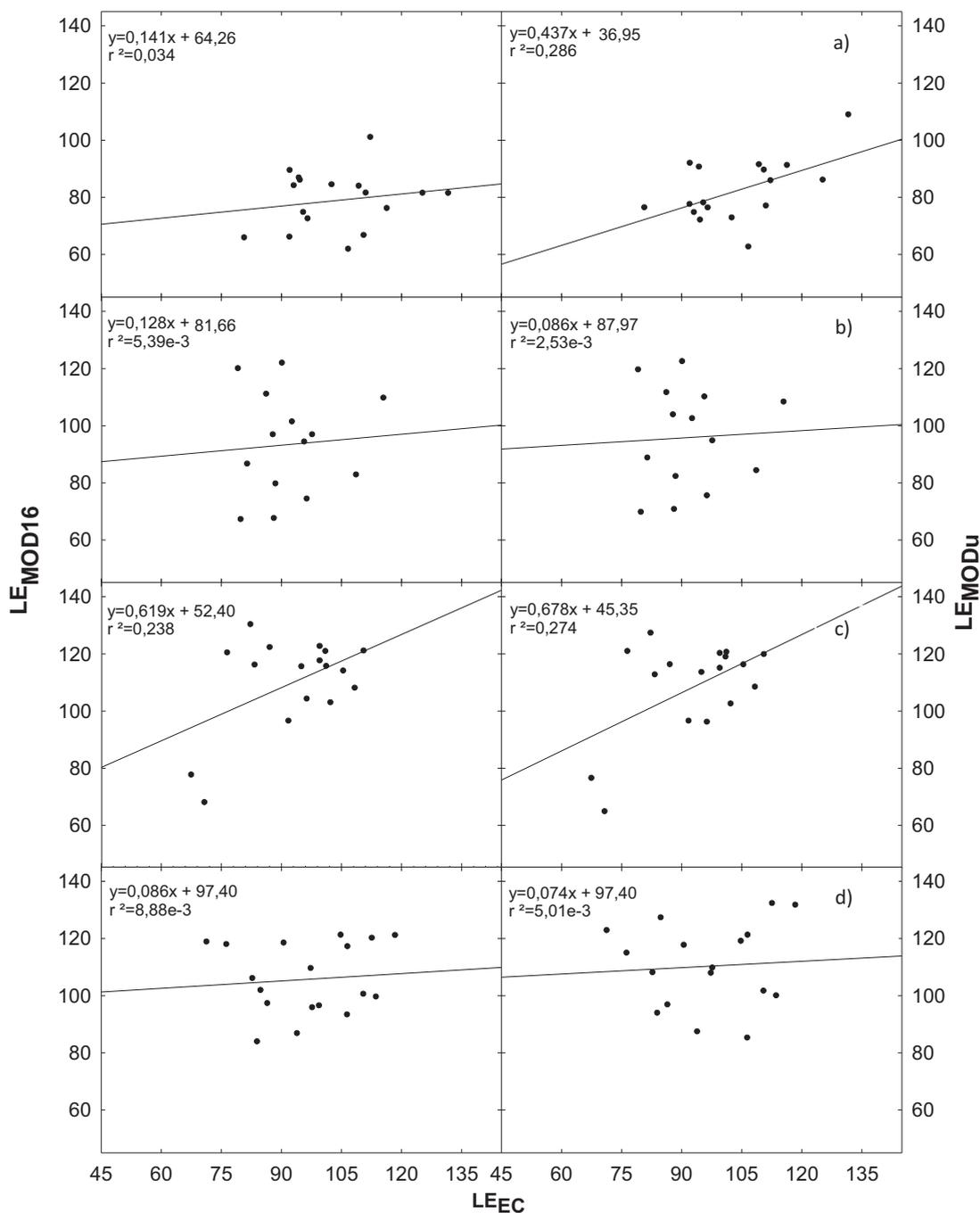


Figura 56. Regressão linear entre médias mensais de fluxo de calor latente LE_{EC} e LE_{MOD} , em resolução espacial 3 x 3 e segundo a direção predominante dos ventos (LE_{MODu}), por estação, em que a = úmida, b = úmida-seca, c = seca e d = seca-úmida. A equação da regressão linear ($y=ax+b$, em que a = coeficiente angular da reta e b = intercepção da reta) e o coeficiente de determinação (r^2) são apresentados, para um nível de significância de 5%.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

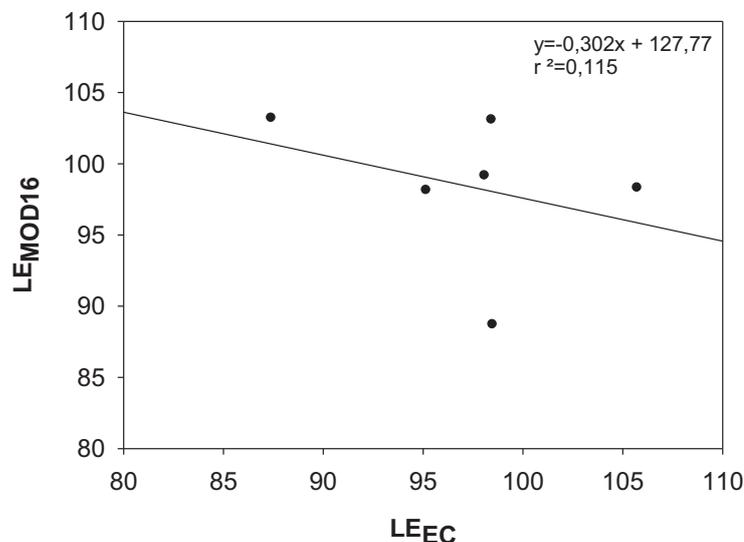


Figura 57. Regressão linear entre médias anuais de fluxo de calor latente LE_{EC} e LE_{MOD} , em resolução espacial 3 x 3 (LE_{MOD}), de 2004 a 2009. A equação da regressão linear ($y=ax+b$, em que a = coeficiente angular da reta e b = intercepção da reta) e o coeficiente de determinação (r^2) são apresentados, para um nível de significância de 5%.

A cobertura de nuvens é outro fator que pode ser relacionado aos erros em produtos gerados por sensoriamento remoto (ZEILHOFER et al., 2012; RUHOFF et al., 2012), especialmente durante as estações com maior cobertura de nuvens, o que pode explicar a maior acurácia do modelo durante a seca. Ademais, considerando as incertezas inerentes ao sistema *eddy covariance*, que podem variar entre 20 e 30% (BALDOCCHI, 2008), não se pode atribuir a totalidade de erros entre LE observado e estimado apenas à imprecisões do algoritmo MOD16.

4.3.2.2 Fatores relacionados a variáveis microclimáticas e características da vegetação

Para confecção das matrizes de correlação de Pearson, foram utilizados dados do ano de 2009, por ser esse ano o que contém maior número de dados pareados de todas as variáveis.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Durante a estação úmida, foram verificadas associações significativas dos fluxos obtidos pelos diferentes métodos em questão (LE_{EC} , LE_{MOD} e LE_{MODu}) com as variáveis Rn, UR e T. Dentre esses, LE_{EC} apresentou correlação negativa com a variável UR ($r = -0,78$), e correlação positiva com a T, e os demais, correlação negativa com a UR, sendo $r = -0,81$ (LE_{MOD}) e $r = 0,76$ (LE_{MODu}). É possível observar que as diferentes medidas de LE apresentam correlação com um conjunto de variáveis semelhantes (Tabela 19), todas estas classificadas por Costa et al. (2010) como variáveis ambientais primárias.

Tabela 19. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação úmida, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$.

	Rn	UR	T	u	Patm	LE_{EC}	LE_{MOD}	LE_{MODu}	IAF	fPAR
Rn	1,00*									
UR	-0,80*	1,00*								
Tar	0,92*	-0,92*	1,00*							
u	-0,01	-0,30	0,20	1,0*						
Patm	0,23	-0,40	0,39	0,26	1,00*					
LE_{EC}	0,62*	-0,78*	0,80*	0,49	0,10	1,00*				
LE_{MOD}	0,58*	-0,81*	0,66*	0,17	0,43	0,41*	1,00*			
LE_{MODu}	0,59*	-0,76*	0,64*	0,24	0,38	0,40*	0,94*	1,00*		
IAF	0,41	0,33	-0,49	0,14	-0,10	-0,39	0,01	0,15	1,0*	
fPAR	0,42	0,25	-0,41	0,23	0,08	-0,37	0,28	0,34	0,78*	1,00*

Na estação úmida-seca correlações com um menor número de variáveis foram identificadas, possivelmente devido à maior instabilidade apresentada no período, como verificado na seção 4.2 (*wavelets*), de modo que LE_{EC} não apresenta correlação significativa com nenhuma variável. O LE estimado pelo MOD16 teve como diferencial com relação ao LE_{EC} o fato de apresentar correlação significativa com a Patm. Nesse sentido, observou-se que os conjuntos de fatores aos quais o LE_{EC} e o LE_{MOD} estão associados diferiram entre si (Tabela 20).

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 20. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação úmida-seca, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$.

	Rn	UR	T	u	Patm	LE _{EC}	LE _{MOD}	LE _{MODu}	IAF	fPAR	albedo
Rn	1,00*										
UR	-0,40	1,00*									
Tar	0,12	0,53	1,00*								
u	0,19	-0,78*	-0,85*	1,00*							
Patm	-0,05	-0,55	-0,93*	0,79*	1,00*						
LE _{EC}	0,50	-0,49	-0,11	0,42	0,20	1,00*					
LE _{MOD}	0,27	-0,55	-0,56	0,55	0,73*	0,31	1,00*				
LE _{MODu}	0,29	-0,47	-0,53	0,44	0,68*	0,31	0,97*	1,00*			
IAF	0,02	-0,69*	-0,72*	0,68*	0,82*	-0,02	0,52	0,45	1,00*		
fPAR	0,09	-0,77*	-0,45	0,77*	0,51	0,38	0,21	0,05	0,62	1,00*	
albedo	0,05	0,31	-0,12	-0,11	0,29	-0,47	0,30	0,37	0,15	-0,36	1,00*

Durante a estação seca (Tabela 21), esteve associado significativamente ao LE_{EC} a UR, enquanto o LE_{MOD} esteve associados significativamente ao IAF e ao albedo, e o LE_{MODu} ao albedo (componentes associados às características da vegetação, produtos do MODIS).

Tabela 21. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação seca, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$.

	Rn	UR	T	u	Patm	LE _{EC}	LE _{MOD}	LE _{MODu}	IAF	fPAR	albedo
Rn	1,00*										
UR	-0,46	1,00*									
Tar	0,18	-0,57*	1,00*								
u	0,18	0,32	-0,68*	1,00*							
Patm	0,17	0,23	-0,82*	0,61*	1,00*						
LE _{EC}	0,46	-0,67*	0,21	-0,11	-0,05	1,00*					
LE _{MOD}	0,40	-0,27	0,46	-0,06	-0,28	0,54*	1,00*				
LE _{MODu}	0,47	-0,34	0,43	-0,07	-0,22	0,60*	0,98*	1,00*			
IAF	0,07	0,21	0,44	-0,28	-0,49	0,05	0,54*	0,45	1,00*		
fPAR	-0,18	0,08	0,01	-0,60*	0,04	-0,07	-0,20	-0,16	0,18	1,00*	
albedo	0,11	-0,16	0,60*	-0,11	-0,75*	0,28	0,57*	0,51*	0,63*	-0,44	1,00*

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Durante a estação seca-úmida (Tabela 22), foi verificada correlação significativa entre LE_{EC} e as variáveis ambientais Rn e T. Com relação aos fluxos estimados pelo MOD16, esses apresentaram correlações significativas com as variáveis Patm e IAF. Uma vez mais, os conjuntos de variáveis associados ao LE observado e estimado diferiram entre si.

Tabela 22. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, estação seca-úmida, ano de 2009. Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$.

	Rn	UR	T	u	Patm	LE_{EC}	LE_{MOD}	LE_{MODu}	IAF	fPAR
Rn	1,00*									
UR	-0,51	1,00*								
Tar	0,91*	-0,63	1,00*							
u	0,07	-0,71	0,04	1,00*						
Patm	-0,11	-0,38	-0,01	0,60	1,00*					
LE_{EC}	0,80*	-0,29	0,71*	0,04	-0,36	1,00*				
LE_{MOD}	-0,01	-0,10	0,25	0,03	0,60*	-0,11	1,00*			
LE_{MODu}	-0,02	-0,10	0,24	0,03	0,61*	-0,13	0,99*	1,00*		
IAF	0,27	0,27	0,39	-0,48	-0,06	0,36	0,72*	0,69*	1,00*	
fPAR	0,14	0,43	0,10	-0,42	-0,55	0,46	0,15	0,16	0,71*	1,00*

Considerando o período de um ano (Tabela 23), correlações significativas foram observadas entre LE_{EC} e as variáveis Rn e Patm, de modo que a correlação com a última apresentou-se como um diferencial com relação as observações por estação, pois não havia sido detectada qualquer correlação significativa com a mesma anteriormente. A temperatura também se mostrou uma variável importante na análise de LE_{EC} , no entanto, sua variação foi proporcional aos processos evapotranspirativos apenas nas estações em que a disponibilidade de água não foi um fator limitante (estações úmida e seca-úmida), possivelmente devido ao fato de, em períodos com menor disponibilidade hídrica, a vegetação efetuar um controle das perdas por transpiração, fechando os estômatos em condições de estresse hídrico.

Quanto ao LE_{MOD} , este apresentou correlação com um maior número de variáveis (Rn, UR, T, IAF e fPAR) do que quando observado em diferentes períodos sazonais, sendo estas representativas tanto das componentes do microclima, quanto

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

da vegetação, o que pode justificar o fato de não se ter encontrado correlação significativa entre LE observado e estimado no período de um ano, visto que os conjuntos de variáveis que podem definir o comportamento de LE diferiram consideravelmente entre si, e, cada uma das variáveis pode apresentar padrões distintos de comportamento, ocasionando variações como as apresentadas nas análises das médias mensais e estacionais.

Tabela 23. Matriz de correlação de Pearson entre variáveis micrometeorológicas e produtos do MODIS, ano de 2009 (n=37). Dados marcados com * apresentam correlação significativa para $\alpha \leq 0,05$.

	Rn	UR	Tar	u	Patm	LE_{EC}	LE_{MOD}	IAF	fPAR
Rn	1,00*								
UR	-0,57*	1,00*							
Tar	0,49*	-0,38*	1,00*						
u	0,29	-0,30	-0,34*	1,00*					
Patm	-0,04	-0,43*	-0,46*	0,36*	1,00*				
LE _{EC}	0,56*	-0,15	0,38*	0,13	-0,44*	1,00*			
LE _{MOD}	0,62*	-0,57*	0,50*	0,27	-0,04	0,35*	1,00*		
IAF	0,22	-0,27	0,12	0,18	-0,06	0,08	0,55*	1,00*	
fPAR	0,10	-0,38*	0,02	0,32*	0,12	-0,01	0,43*	0,72*	1,00*

Um resumo das correlações significativas verificadas entre LE_{EC}, LE_{MOD}, LE_{MODu} e as demais variáveis pode ser verificado na Tabela 24.

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Tabela 24. Conjunto de variáveis significativamente correlacionadas ($\alpha < 0,05$) com os fluxos de calor latente medido pelo sistema *eddy covariance* (LE_{EC}), estimado pelo MOD16 com resolução 3 x 3 (LE_{MOD}) e estimado pelo MOD16 considerando a direção predominante dos ventos (LE_{MODu}), nas estações úmida (U), úmida-seca (US), seca (S) e seca-úmida (SU), e ao longo de todo o ano.

Conjunto de variáveis	
LE_{EC} U	Rn, UR, T
LE_{MOD} U	Rn, UR, T
LE_{MODu} U	Rn, UR, T
LE_{EC} US	-
LE_{MOD} US	Patm
LE_{MODu} US	Patm
LE_{EC} S	UR
LE_{MOD} S	IAF, albedo
LE_{MODu} S	albedo
LE_{EC} SU	Rn, T
LE_{MOD} SU	Patm, IAF
LE_{MODu} SU	Patm, IAF
LE_{EC} anual	Rn, T, Patm
LE_{MOD} anual	Rn, UR, T, IAF, fPAR

Em estudo anterior a variância da ET na região Amazônica foi explicada 60% pela radiação, 47% pelo IAF e 30% pelo déficit de pressão de vapor (VPD) (RUHOFF, 2011), sendo o VPD uma função das variáveis primárias temperatura e umidade, de modo que essas variáveis coincidem com as variáveis identificadas no presente estudo, que apresentaram correlação com LE_{EC} , com destaque para a componente radioativa, que esteve associada tanto com o fluxo de calor latente observado quanto com o estimado nos períodos analisados, exceção feita somente aos LE estimados durante a estação seca-úmida.

Estudo realizado em escala global identificou a contribuição de u sobre a diminuição na evaporação, e destacou a importante interação entre quatro variáveis meteorológicas sobre os fluxos evaporativos, sendo estas: u, umidade atmosférica, radiação e temperatura do ar (McVICAR et al., 2012). Considerando o processo evapotranspirativo, somam-se a essas as características intrínsecas da vegetação, bem como as interações existentes entre a biosfera e as variáveis meteorológicas,

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

conforme identificado em estudo realizado em 21 áreas em florestas tropicais, onde apresentou a R_n como a principal controladora de LE, sendo responsável por explicar 87% da variação de LE, seguido pela T, que explica 13%, de modo que a análise de componentes principais indicou proximidade das variáveis LE, R_n , T, NDVI e u, no primeiro componente, e de VPD e Ppt, no segundo componente (FISHER et al., 2009), de modo que a soma desses dois componentes explicam a quase totalidade das variações ocorridas no LE.

4.4 ASPECTOS GERAIS RELATIVOS AOS MÉTODOS DE ANÁLISE TEMPORAL E ESPACIAL APLICADOS AO FLUXO DE CALOR LATENTE

Por ser um assunto de vital importância para o entendimento do funcionamento do ecossistema amazônico, existe uma gama de estudos sobre o fluxo de calor latente e o regime da evapotranspiração na região, com principal enfoque na quantificação dessas variáveis (VON RANDOW et al, 2004; ROCHA et al., 2004; AGUIAR et al, 2006; GOMES, 2011; VON RANDOWN et al., 2012), no entendimento da sazonalidade em diferentes biomas da Amazônia (ROCHA et al., 2009; ANDRADE et al, 2009; COSTA et al., 2010) e na relação existente desses processos com outras variáveis (SOUZA-FILHO et al., 2005; FISHER et al., 2009; RUHOFF, 2011).

Estudos relacionados aos aspectos regionais e globais da evapotranspiração, incluindo a bacia Amazônica, também foram encontrados, embora em um número mais reduzido, baseando-se principalmente em modelos de balanço hídrico e/ou dados de sensoriamento remoto (KARAN e BRAS, 2008; RUHOFF, 2011; VINUKOLLU et al., 2011). No entanto, o entendimento de padrões de variação temporal e a influência das oscilações em alta escala de frequência sobre modelos de evapotranspiração regional ainda são pouco compreendidos.

Nesse sentido, além de compreender aspectos relativos ao comportamento do LE na floresta tropical em estudo utilizando uma série de dados considerável, buscou-se ampliar o conhecimento de aspectos relativos a fatores de escala temporal e espacial, importantes parâmetros para que os dados de fluxos de calor latente possam servir de entradas do modelo ou serem ampliados para entendimento de

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

comportamentos em escalas regionais e globais. De acordo os itens 4.1 a 4.3, foi possível observar alguns aspectos relacionados à aplicação das técnicas de análises temporal (transformada de *wavelet* de Morlet) e do produto de sensoriamento remoto MOD16 para análise do LE na REBIO Jaru.

Com relação à escala temporal, as características da dinâmica do microclima da floresta Amazônica semidecidual puderam ser identificadas. A análise via transformada de *wavelet* de Morlet demonstrou capturar a essência da série temporal que se está analisando, possibilidade destacada anteriormente por Rocha (2008) e Moreira et al. (2011), pois permitiu uma visão sazonal dos dados, indicando ser uma ferramenta robusta, além de diferenciar períodos em que ocorrem anomalias, como demonstrado pelas alterações ocorridas no espectro de potência, em escalas de frequência horária e diária, do ano de 2005, para a variável LE. Ainda, na escala de frequência horária de LE, foram identificadas oscilações dominantes e com altos níveis de energia em períodos de 0,5 e 1 dia, em todas as estações.

Com relação ao produto MOD16, a variabilidade dos dados de 8 dias e mensais LE_{MOD} não se assemelhou a do LE_{EC} , o que pode ser devido ao fato do MOD16 não capturar efeitos de ciclo diário e brisas (ciclos menores, de 12 e 24 horas), que são inerentes à floresta em estudo, conforme detectado pelas oscilações representadas nas *wavelets* horárias. Em contrapartida, o MOD16 apresentou boa aplicabilidade para estimativas de médias anuais, visto que as superestimativas e subestimativas dos fluxos ocorridas em diferentes períodos anularam-se mutuamente. Tal observação indica a possibilidade de se obter melhores resultados respeitando-se a sazonalidade, ou seja, as análises podem ser realizadas por estações do ano.

No entanto, também foi observado que em situações de alterações bruscas no padrão de comportamento desta floresta, como por exemplo, a ocorrida no ano de 2005, a média anual do LE_{MOD} não foi capaz de acompanhar as variações detectadas pelo LE_{EC} . Tal fato pode ser devido à utilização de parâmetros fixos no modelo, o que pode ocasionar certo atraso na resposta do algoritmo, visto que tais parâmetros podem variar ao longo do período considerado, e também devido à parametrização incorreta do algoritmo para a REBIO Jaru, anteriormente detectada por Ruhoff (2011). Ademais, variáveis de entrada do modelo, como o IAF, possivelmente

4 APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

apresentaram uma resposta ao efeito da seca apenas no ano seguinte, logo, como uma importante variável de entrada, não representa as variações ocorridas no momento do evento.

Outra questão a ser considerada é que os dados de sensoriamento remoto são fortemente afetados pelas condições atmosféricas (HUANG et al., 2008). Desse modo, embora sejam uma fonte de dados alternativa, barata e confiável, muito viável para estimativas com maior abrangência espacial, não se pode afirmar plenamente que as estimativas dos fluxos de calor na superfície realizadas pelo MODIS podem substituir por inteiro os dados das estações meteorológicas. Para isso seriam necessários ajustes mais refinados e um espaço amostral maior, com aplicações mais regionalizadas e respeitando-se as variações que ocorrem em menor escala de frequência. Outra sugestão seria aplicar dados de sensoriamento remoto com melhor resolução espacial e/ou temporal.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise do microclima da REBIO Jarú permitiu identificar a existência de padrões sazonais bem definidos, com variações entre as estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, para as variáveis R_n , T , UR , u , LE e H , o que indica a importância de considerar a sazonalidade do local ao realizar estudos ou inferências sobre o ecossistema em questão. A série de 7 anos de medidas (2004 a 2010) permitiu também a identificação de diferenças interanuais nas variáveis do microclima, com incremento de variáveis indicadoras de aquecimento (T e H) e diminuição de indicadores de umidade no ecossistema (UR e LE).

Nas análises de séries temporais, por meio da transformada de *wavelet* de Morlet foram detectados padrões de oscilações sazonais entre as estações úmida, úmida-seca, seca e seca-úmida, além de padrões de maiores (eventos intra sazonais ou até mesmo menores do que 24 horas), e menores (eventos de mesoescala com duração de 128 dias) frequências, sendo bastante coerente à análise das variáveis micrometeorológicas. Na escala de frequência horária predominaram as oscilações nos períodos de 12 e 24 horas. Nos demais períodos (2, 4, 6, 8 e 16 dias) foram identificadas maiores semelhanças nas variações temporais entre R_n e LE e entre T e UR , com níveis mais elevados de energia e maiores picos de variância nos dois últimos. Na escala de frequência diária, predominaram as oscilações com período de 32 dias, com maiores oscilações de R_n e LE verificadas durante a estação úmida, e de UR e T , na estação seca.

A concordância dos padrões observados em *wavelets* com o comportamento dos dados de microclima torna uma ferramenta relevante para estudos de séries temporais de variáveis microclimatológicas, pois, por meio da análise de picos de variância espectral e sinais no domínio da frequência, possibilita maior entendimento

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

das variáveis no domínio intensidade de energia – tempo – frequência, o que é útil, uma vez que os elementos atmosféricos apresentam uma variabilidade bastante complexa.

Analisando a aplicabilidade do algoritmo MOD16 para estimativas de LE na REBIO Jaru, verificou-se uma boa aproximação do modelo com relação às médias anuais obtidas pelo sistema *eddy covariance*, no entanto, as variações do LE_{MOD} em menores intervalos de tempo não reproduziram o comportamento do LE_{EC} , exceção feita às médias mensais da estação seca, em que correlação significativa foi detectada entre dados medidos e estimados. Com relação aos fatores que podem controlar a variância de LE_{MOD} , estão (i) fatores relacionados à espacialidade, em que, ao se considerar a direção predominante dos ventos para a escolha dos pixels, melhores resultados foram verificados; (ii) fatores relacionados a variáveis microclimáticas e características da vegetação, em que as associações de LE_{EC} e LE_{MOD} ocorreram com diferentes conjuntos de variáveis (exceção feita a estação úmida).

Ainda, o fato dos dados de 8 dias e mensais de LE_{MOD} não se assemelharem aos do LE_{EC} , pode ser explicado pela baixa resolução temporal do MOD16 - 8 dias - não permitindo capturar efeitos de ciclo diário e brisas, anteriormente detectados pelas análises de *wavelets*.

6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Diante das informações fornecidas pelo presente estudo, e visando avançar na consolidação do conhecimento, recomenda-se para trabalhos futuros:

- i. Considerar a sazonalidade, bem como os períodos dominantes da região, ao se conceber modelos e/ou previsões para esta localidade;
- ii. Extrair as frequências dominantes do LE_{MOD} e comparar com as frequências dominantes do LE_{EC} ;
- iii. Parametrizar o algoritmo MOD16 adequadamente, de acordo com a classificação “floresta tropical semidecidual”;
- iv. Utilizar, para fins de comparação com o fluxo de calor latente medido pelo sistema *eddy covariance*, dados de sensoriamento remoto com melhor resolução espacial e/ou temporal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUIAR, R. G. **Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia**. Mato Grosso: UFMT, 2005. 59f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2005.

AGUIAR, R. G.; RANDOW, C. V.; PRIANTE FILHO, N.; MANZI, A. O.; AGUIAR, L. J. G.; CARDOSO, F. L. Fluxos de massa e energia em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, p. 248-257, 2006.

ALVES, M. C., CARVALHO, L. G., VIANELLO, R. L., SEDIYAMA, G. C., OLIVEIRA, M. S., SÁ JUNIOR, A. Geostatistical improvements of evapotranspiration spatial information using satellite land surface and weather stations data. **Theoretical and Applied Climatology**, 2012. [DOI: 10.1007/s00704-012-0772-1].

ANDRADE, N. L. R.; AGUIAR, R. G.; SANCHES, L.; ALVES, E. C.R.F.; NOGUEIRA, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas amazônica e floresta de transição Amazônia-cerrado. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 346-355, 2009.

ANDRADE, N. L. R.; SANCHES, L.; PINTO JÚNIOR, B. O.; DIAS, C. A. A; ALVES, NOGUEIRA, J. S. Macro-nutrientes no lençol freático em Floresta Intacta, Floresta de Manejo e Pastagem no norte de Mato Grosso. **Acta Amazônica**, v. 38, p. 667-672, 2008.

ARAGÃO, L.E.O.C. MALHI, Y.; BARBIER N.; LIMA A, SHIMABUKURO Y.; ANDERSON SAATCHI, S. L., Interactions between rainfall, deforestation and fires during recent years in Brazilian Amazonia, **Philosophical Transactions of the Royal Society – Biological Sciences**, 363, 1779-1985, 2008.

ARAÚJO, A. C.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; ELBERS, J. A.; DALLAROSA, R.; STEFANI, P.; 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, p. 58-1 – 58-20, 2002.

AYOADE, J. O. **Introdução a Climatologia para os trópicos**. 12ªed. Rio de Janeiro: Bertrand, 2007. 332p.

BALDOCCHI, D. D. ‘Breathing’ of the terrestrial biosphere: Lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. **Aust. J. Bot.** 56, 1–26, 2008.

BALDOCCHI, D. D.; MEYERS, T. P. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.90, p. 1-25,1998.

BARBOZA, A. C. B.; BLITZKOW, D. **Ondaletas: Histórico e Aplicações**. São Paulo, 2008. (notas de aula).

BARBOZA, E. B. M. **Estudo da Variabilidade de Séries Temporais Ambientais através de Espectros de Assimetria Implementados em Software Científico Livre**.(2006). 110f. Dissertação- Programa de Pós Graduação em Computação Aplicada, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-14670-TDI/1223, 2006.

BIAFN, G. C. **Precipitação pluvial e temperatura do ar no Estado de São Paulo: periodicidades, probabilidades associadas, tendências e variações climáticas.** (2010). 195f. Tese (Doutorado em Agronomia). USP, Piracicaba, 2010.

BOLZAN, M. J. A. Análise da Transformada em ondeletas aplicadas em sinal geofísico. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 28, n.4, p.563-567, 2006.

BOLZAN, M. J. A. Transformada em ondeleta: Uma necessidade. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 26, n. 1, p.37-41, 2004.

BONAN, G. B. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. **Science** 320. 2008. [DOI: 10.1126/science.1155121].

BRINKMAN, W.L.F. e Ribeiro, M.N.G. Air temperatures in Central Amazônia. III Vertical temperature distribution on a clearcut area and in a secondary forest near Manaus (cold front conditions July 10th 1969). **Acta Amazônica**, 2(3): 25 - 29, 1972.

CAMPELLO, F. D., SARAIVA, J. M. B. e KRUSCHE, N. Periodicity of Atmospheric Phenomena occurring in the Extreme South of Brazil. **Atmos. Sci. Letters**, 2003.

CAPÃO, L. A.; CAETANO, M. **Modis & Meris: dois Sensores de Média Resolução Espacial e a sua Utilização em Cartografia Digital de Uso e Ocupação do Solo.** Projecto LANDEO (Caracterização da ocupação do solo para monitorização ambiental multi-escala com utilização de dados multi-sensor de observação da Terra) (PDCTE/MGS/49969/2003). 2005.

CAPISTRANO, V. B. **Análise de Séries Temporais de Variáveis Microclimatológicas. Medidas em Sinop-MT Utilizando a Teoria da Complexidade.** (2007). 47f. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente), Departamento de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2007.

CAPISTRANO, V.B. **Precipitação na América do Sul associada às variabilidades de baixa frequência na TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico.** (2012). 209f. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, Manaus, 2012.

CASARIN, D. P. **Um Estudo Observacional sobre os Sistemas de Bloqueio no Hemisfério Sul.** 69f Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, 1982.

CHASE, T.N.; PIELKE, R.A.; KITTEL, T.G.F.; NEMANI, R.R.; RUNNING, S.W. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. **Climate Dynamics**, v.16, p. 93-106, 2000.

CHASMER, L.E. **Canopy structural and meteorological influences on CO₂ exchange for MODIS product validation in a boreal jack pine chronosequence.** (2008). Thesis submitted to the Department of Geography, Queen's University, Kingston, Ontario, Canada. 207f. 2008.

CLEUGH H.A., LEUNING R., MU Q., Running SW. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. **Remote Sensing of Environment**. 106: 285-304, 2007.

COELHO, C. A. S.; CAVALCANTI, I.A. F.; COSTA, S. M. S.; FREITAS SAULO R.; ITO, E. R.; LUZ, G.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J.A.; PEZZAC, A. B. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorol. Appl.** 19: 237-255, 2012.

COHEN, J. C. P., M. A. F. SILVA DIAS e C. NOBRE. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Mon. Wea. Rev.**, 123, 3163-3174.1995.

COHEN, J.C.P.; BELTRÃO, J. C.; GANDU, A. W.; SILVA, R. R. Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3,p. 36-9, 2007.

CORREIA, F. W. S. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na Amazônia: um estudo com modelo de circulação geral da atmosfera(MCGA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, p. 136-154, 2006.

CORREIA, F. W. S.; MANZI, A. O.; CÂNDIDO, L. A.; SANTOS, R. M. N.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças de cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p. 39-43, 2007.

COSTA, M. H.; BIAJOLI, M. C.; SANCHES, L.; MALHADO, A. C. M.; HUTYRA, L. R.; ROCHA, H. R.; AGUIAR, R. G.; ARAÚJO, A. C. Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? **Journal of Geophysical Research**, v. 115, p. 1-9, 2010.

COWLING, S.A.; Y. SHIN, E. PINTO; C.D. JONES. Water recycling by Amazonian vegetation: coupled versus: uncoupled vegetation-climate interactions **Phil. Trans. R. Soc. B** Vol. 363, pp.1865-1871, 2008.

CULF, A.D.; ESTEVES, J. L. ; MARQUES FILHO, A. O; ROCHA, H.R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). **Amazonian Deforestation and Climate**, John Wiley & Sons, Chichester, England, p. 175 –191. 1996.

DAVIDSON, E. A.; ARAUJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M.; COE, M. T.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER, W.; SOARES-FILHO, B. S.; SOUZA, C. M.; WOFESY, S. C.; The Amazon basin in transition. **Nature**, 2012. [doi:10.1038/nature10717].

DAVIDSON, E.A., A.C. DE ARAÚJO, P. ARTAXO, J.K. BALCH, I.F. BROWN, M.M.C. BUSTAMANTE, M.T. COE, R.S. DEFRIES, M. KELLER, M. LONGO, J.W. MUNGER, W. SCHROEDER, B.S. SOARES-FILHO, C.M. SOUZA JR, AND S.C. WOFESY. The Amazon basin in transition. **Nature**, 481:321-328. 2012.

DOMINGUES, M., GOMES, S.M., DIAZ, L.M.A. Dec. Adaptive wavelet representation and differentiation on block-structured grids. **Journal Applied Numerical Mathematics** 47 (3–4), 421–437, special issue: Applied and Computational Mathematics: Selected Papers of the Fourth PanAmerican Workshop, 2003.

DRAGO, A.F.; BOXALL, S.R. Use of the Wavelet transform on hydro-meteorological data. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.27, p.1387-1399, 2002.

ELBERS, J. A. **Eddy correlation system: user manual version 2.0**. Alterra, Wageningen, The Netherlands, 1998. 39 p.

FISCH, G. **Camada Limite Amazônica: aspectos observacionais e de modelagem**. Tese de Doutorado - INPE, São José dos Campos, 171 p., 1996.

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. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.12, p. 33-48, 1997.

FISHER JB, MALHI Y, DE ARAÚJO AC, BONAL D, GAMO M, GOULDEN ML, HIRANO T, HUETE AR, KONDO H, KUMAGAI T et al.. The land-atmosphere water flux in the tropics. **Global Change Biology** 15: 2694–2714, 2009.

FITZJARRALD, D. R.; SAKAI, R. K.; MORAES, O. L. L.; OLIVEIRA, R. C.; ACEVEDO, O. C.; CZIKOWSKY, M. J.; BELDINI, T. Spatial and temporal rainfall variability near the Amazon-Tapajós confluence. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p.162-187, 2008.

FOLEY, J.A.; G.P. ASNER; M.H. COSTA; M.T. COE; R. DEFRIES; H.K. GIBBS; E.A. HOWARD; S. OLSON; J. PATZ; N. RAMANKUTTY; P. SNYDER. Amazonian revealed: forest degradation and loss of ecosystem goods and services in the Amazon Basin. **Frontiers in Ecology and Environment** 5(1): 25-32, 2007.

FONSECA, JAIRO SIMON; MARTINS, GILBERTO DE ANDRADE E TOLEDO, GERALDO LUCIANO. **Estatística aplicada**. Atlas, 2^a ed., 272p. São Paulo, 2011.

FRIEDL, M. A., MCIVER, D. K., HODGES, J. C. F., ZHANG, X. Y., MUCHONEY, D., STRAHLER, A. H., Global land cover mapping from modis: algorithms and early results. **Remote Sensing of Environment**, 83, 287–302, 2002.

FURON, A.C.; RIDDLE, C.W.; SMITH, R.; WARLAND, J.S. Wavelets analysis of wintertime and spring thaw CO₂ and N₂O fluxes from agricultural fields. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.48, p.305-317, 2008.

GHIL, M.; M. R. ALLEN; M. D. DETTINGER; K. IDE; D. KONDRASHOV; M. E. MANN; A. W. ROBERTSON; A. SAUNDERS; Y. TIAN; F. VARADI; P. YIOU. Advanced spectral methods for climate series. **Reviews of Geophysics**, 40, 1.p. 1-1–1-41, 2002.

GOMES, J.B. **CONVERSÃO DE FLORESTAS TROPICAIS EM SISTEMAS PECUÁRIOS NA AMAZÔNIA: quais são as implicações no microclima da região?** (2011). 62f. Monografia (Engenharia Ambiental). Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná, 2011.

GOMES, J.B. **Conversão de florestas tropicais em sistemas pecuários na Amazônia: quais são as implicações no microclima da região?** Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Engenharia Ambiental, Fundação Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná. 62pp. (2011)

GOULART, M.A. **ANÁLISE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO POR MEIO DE WAVELETS EM UMA FLORESTA DE VOCHYSIA DIVERGENS NO PANTANAL**. 52f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) – Instituto de Física, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2011.

GRINSTED, A.; MOORE, J.C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear processes in geophysics**, v.11, p.561-566, 2004.

GRUBER, A. **Determination of the Earth-Atmosphere Radiation Budget from NOAA Satellite Data**. National Environmental Satellite Service, Washington, 1978.

HAIR, J. F.; BLACK, R.; ANDERSON, E., TATHAM, R L.. **Análise Multivariada de Dados**. Bookman, 6 Ed, 688 pp. 2009.

HEUSINKVELD, B.G., JACOBS, A.F.G., HOLTSLAG, A.A.M., BERKOWICZ, S.M. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux. **Agricultural and Forest Meteorology**, 122, 21–31, 2004.

HODNETT, M. G.; OYAMA, M. D.; TOMASELLA, J.; MARQUES FILHO, A. O. Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: **Amazonian deforestation and climate** (eds. J.H.C. Gash, C. A. Nobre, J. M. Roberts, R. L. Victoria). Chichester: John Wiley, p. 57-77, 1996.

HOFFMANN, M. et al. **Science** doi:10.1126/science.1194442. 2010.

HUANG, C.; LI, X.; WANG, J.; GU, J. Assimilation of Remote Sensing Data Products into Common Land Model for Evapotranspiration Forecasting. **Proceedings of the 8th International Symposium on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences**. Shanghai, P. R. China. pp. 234-241. 2008.

IMBUZEIRO, H. M.A. **Calibração de um modelo para simular fluxos de massa e energia entre a floresta amazônica e a atmosfera usando múltiplos sítios**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola), UFV, Viçosa, MG, 2005.

JARVIS, P. G.; McNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration. **Advances in Ecological Research**. 15: 1-49, 1986.

JIANG, P.; GAUTAM, M.R., ZHU, J.; YU. Z, How well do the GCMs/RCMs capture the multi-scale temporal variability of precipitation in the Southwestern United States? **Journal of Hydrology** 479 (2013) 75–85. 2013.

JIN, Y., SCHAAF, C. B., WOODCOCK, C. E., GAO, F., LI, X., STRAHLER, A. H., Consistency of MODIS surface BRDF/Albedo retrievals: 1. Algorithm performance. **Journal of Geophysical Research**, 108(D5), 4158. 2003.

KIM, H W; HWANG, K.; MU, Q.; LEE, S O; CHOI M. Validation of MODIS 16 Global Terrestrial Evapotranspiration Products in Various Climates and Land Cover Types in Asia. **KSCE Journal of Civil Engineering** 16(2):229-238. DOI 10.1007/s12205-012-0006-1, 2012.

LAU, K. M.; WENG, H. Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Boston, v.76, n.12, p.2391-2402, Dec. 1995.

LEUNING, R.; CLEUGH, H. A.; ZEGELIN, S.; HUGHES, D. Carbon and water cycles in two contrasting Australian ecosystems: Wet/Dry savannas and cool temperate Eucalyptus forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, 129, 151–173. 2005.

LEUNING, R.; MONCRIEFF, J. Eddy covariance CO₂ flux measurements using open- and closed-path CO₂ analyzers: corrections for analyzer water vapor sensitivity and damping fluctuations in air sampling tubes. **Boundary Layer Meteorology**, v. 53: 63-76. 1990.

- LI, H.J.; ZHENG, L.; LEI, Y.P.; LI, C.Q., LIU, Z.J.; ZHANG, S.W. Estimation of water consumption and crop water productivity of winter wheat in North China PIAFn using remote sensing technology. **Agricultural Water Management** 95 (11): 1271-1278, 2008.
- LIBERATO, A. M.; CARDOSO, F. L. Análises da radiação de onda curta e onda longa na Amazônia. **Revista de Geografia**, v. 28, p. 169-182, 2010.
- LIMA, J. R. S.; PADILHA, K. M.; GOMES, C. A.; ANTONINO, A. C. D.; ORLANDO, R. C. **Balanco de energia e evapotranspiracao em mamona cultivada em garanhuns-Pe. IV** Congresso Brasileiro de Mamona e I Simpósio Internacional de Oleaginosas Energéticas (Anais), João Pessoa, PB. 2010.
- LOH, R. H. **Time Series Forecast With Neural Network and Wavelet Techniques**. The University of Queensland. Note Class, 49p, 2003.
- MacWILLIAM, A. L.; CABRAL, M. R.; GOMES, B. M.; ESTEVES, J. M. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C.A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. (Eds). **Amazonian Deforestation and Climate**, John Wiley & Sons, Chichester, England, p. 265 –285. 1996.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R., Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. **J. Atmos. Sci.**, 28, 702-708. 1971.
- MALHI, Y. The carbon balance of tropical forest regions, 1990–2005. *Environmental Sustainability*, v. 2, p. 237-244, 2010.
- MALHI, Y.; PEGORARO, E.; NOBRE, A. D.; PEREIRA, M. G. P.; GRACE, J.; CULF, A. D. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. **Journal of Geophysical Research**, v. 45, p. 1-17, 2002.
- MARENGO, J. A. et al. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v.21, p.495-516. 2008.
- MARENGO, J. A., J. TOMASELLA, L. M. ALVES, W. R. SOARES, AND D. A. RODRIGUEZ. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region, **Geophys. Res. Lett.**, 38, L12703, doi:10.1029/2011GL047436.2011.
- MASSMAN, W. J. A simple method for estimating frequency response corrections for eddy covariance systems. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 104, p. 185- 198, 2000.
- McCABE, M.F., WOOD, E.F. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. **Remote Sensing of Environment**, 105 (4), pp. 271-285. DOI: 10.1016/j.rse.2006.07.006, 2006.
- McMILLEN, R.T., An Eddy Correlation Technique with Extended Applicability to Non-Simple Terrain. **Bound. Layer Meteo.**, 43:231-245, 1988.
- MCVICAR, T. R., et al. Global review and synthesis of trends in observed terrestrial near-surface wind speed: Implications for evaporation, **J. Hydrol.**, 416–417, 182–205, [DOI:10.1016/j.jhydrol.2011.10.024]. 2012.

MENDONÇA, F.; DANNI-OLIVEIRA, I. M. **Climatologia**: noções básicas e climas do Brasil. São Paulo: oficina de texto, 2007.

MEZZOMO, D. **Modelos prognósticos da temperatura mínima média numa região homogênea do Rio Grande do Sul**. 2005. 89f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Universidade Federal de Pelotas, Rio Grande do Sul, 2005.

MICHILES, A. A. S.; 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. doi:<10.1016/j.agrformet.2008.01.00>. (INPE-15431-PRE/10166)., 2008.

MOLION, L. C. B. Aquecimento Global: uma visão crítica. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 3/4, p. 7-24, 2008.

MONCRIEFF, J.; VALENTINI, R.; GRECO, S.; SEUFERT, G.; CICCIOI, P. Trace gas exchange over terrestrial ecosystem: methods and perspectives in micrometeorology. **Journal of Experimental Botany**. v. 48, n° 310, 1997. p.1133- 1142.

MONTEITH, J. L., **Evaporation and environment**. Symposium of the society of experimental biology, 19, 205–224. 1965.

MORETTIN, P.A.; TOLOI, C.M. **Análise de Séries Temporais**. 2ed. São Paulo. Edgard Blusher. 2006, 538p.

MU, Q.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, 111, 519–536. 2007.

MU, Q.; ZHAO, M.; RUNNING, S. W, Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm. **Remote Sensing of Environment**, Vol. 115, No. 8, pp. 1781-1800, 2011.

MYNENI, R. B.; HOFFMAN, S, KNYAZIKHIN, Y.; PRIVETTE, J. L.; GLASSY, J.; TIAN, Y., Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. **Remote Sensing of Environment**, 83, 214–231. 2002.

NEGRÓN J; HODNETT, R; FU, M. L; GOULDEN, C. RANDOW, V. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as inferred from observations at a Southern Amazon Forest site, **J. Climate**, 20, 2827-2839. 2007.

NUNES, E. L. **Algoritmo regional de monitoramento da taxa de fixação de carbono pelas florestas tropicais da América do Sul**. 2008. 116f. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2008.

OLIVEIRA, P.J.; ROCHA, E. J. P.; FISCH, G.; KRUIJT, B.; RIBEIRO, J. B. M. Efeitos de um evento de friagem nas condições meteorológicas na Amazônia: um estudo de caso. **Acta Amazônica**, v. 34, p. 613-619, 2004.

Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática (IPCC). Organização das Nações Unidas (ONU). **Novos Cenários Climáticos: contribuição do grupo de trabalho I para o quarto relatório de avaliação do painel intergovernamental sobre mudança climática**. 1.ed. Paris: 2007.

Painel Intergovernamental sobre Mudança Climática (IPCC); Organização das Nações Unidas (ONU). **Novos Cenários Climáticos: contribuição do grupo de trabalho I para o quarto relatório de avaliação do painel intergovernamental sobre mudança climática**. 1.ed. Paris: 2007.

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

PINHEIRO, M. R., **Frequências dominantes de variáveis micrometeorológicas de uma Floresta de Transição do norte de Mato Grosso pelo método das Séries de Fourier**, 2008. 50f. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental) - Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá. 2008.

PINTO JUNIOR, O. B.; SANCHES, L.; LOBO, F. A.; BRANDÃO, A. A.; NOGUEIRA, J. S. Leaf area index of a tropical semi-deciduous Forest of the southern Amazon Basin. **International Journal Biometeorology**. doi 10.1007/s00484-010-0317-1, 2010.

Programa de Grande Escala da Biosfera – Atmosfera na Amazônia (LBA). 2013.

REBOITA, M.S. Elementos da Variabilidade Climática no Extremo Sul do Brasil, no Período de 1990 a 2001. (2004). 211f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Oceânica), Universidade Federal do Rio Grande, Rio Grande, 2004.

ROBERTS, J. The role of plant physiology in hydrology: Looking backwards and forwards. **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, Vol. 11, pp.256-269. 2007.

ROCHA, H. R.; GOLDEN, M. L.; MILLER, S. D.; MENTON, M. C.; PINTO, L. D.V. O.; FREITAS, H.C.; FIGUEIRA, A. M. S. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical Forest in eastern Amazônia. **Ecological Applications**. v. 14, p. S22- S32, 2004.

ROCHA, H. R.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; COUPE, N. R.; WOFSY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P.; VOURLITS, G., NOGUEIRA, J. S.; CARDOSO, F. L.; NOBRE, A. D.; KRUIJT, B.; FREITAS, H. C.; VON RANDOW, C.; AGUIAR, R. G.; MAIA, J. F. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, p. 1-8, 2009.

ROCHA, V.B. **Uma abordagem de wavelet aplicada à combinação de previsões: Uma análise teórica e experimental**. 154f. Dissertação em Métodos Numéricos em Engenharia. 155p. UFPR, Curitiba, 2008.

ROTTENBERGER, S.; KUHN, U.; WOLF, A.; SCHEBESKE, G.; OLIVA, S.T.; TAVARES, T.M.; KESSELMEIER, J.. Exchange of short-chain aldehydes between Amazonian vegetation and the atmosphere at a remote forest site in Brazil. **Ecological Applications**, v. 14, n. 4, p. 247-262, 2004.

RUHOFF, A. L. ; SALDANHA, C. B.; UVO, C. B.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R. ; CABRAL, O. M. R. . Análise multivariada do processo de evapotranspiração em áreas de cerrado e cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, V. 14, P. 137-146, 2009.

RUHOFF, A. L. **Sensoriamento remoto aplicado à estimativa da evapotranspiração em biomas tropicais**. (2011). 162f. Tese (Programa de Pós-graduação em recursos hídricos e saneamento ambiental). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2011.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W.; ARAGAO, L. E.O.C ; ROCHA, H. R. ; MALHI, Y. S. A MODIS-Based Energy Balance to Estimate Evapotranspiration for Clear-Sky Days in Brazilian Tropical Savannas. **Remote Sensing**, v. 4, p. 703-725, 2012.

SÁ, L. D. A.; BOLZAN, M. J. A.; PRASAD, G. S. D. Percentagem do Fluxo Turbulento associado à ocorrência de Estruturas coerentes e sua variação em função da Instabilidade Atmosférica acima do Pantanal (Estação seca). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n.1, p.87-96, 1999.

SAATCHI, S.; ASEFI-NAJAFABADY, S.; MALHI, Y.; ARAGÃO, L. E. O. C.; ANDERSON, L. O., MYNENI, R. B.; NEMANI, R. Persistent effects of a severe drought on Amazonian forest canopy. **PNAS**. [doi:10.1073/pnas.1204651110]. 2012.

SALESKA, S. R.; DIDAN, K.; HUETE, A.R.; ROCHA, H.R. Amazon forests green-up during 2005 drought. **Science**, 20 September 2007 (10.1126/science.1146663). 2007.

SALOMON, J.; SCHAAF, C. B.; STRAHLER, A. H.; GAO, F.; JIN, Y. Validation of the modis bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals using combined observations from the aqua and terra platforms. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 44(6), 1555–1565. 2006.

SANCHES, L.; VOURLITIS, G. L.; ALVES, M. C.; PINTO-JÚNIOR, O. B.; SOUZA NOGUEIRA, J., Seasonal Patterns of Evapotranspiration for a *Vochysia divergens* Forest in the Brazilian Pantanal. **Wetlands** (Wilmington, N.C.), December 2011, Volume 31, Issue 6, pp 1215-1225.

SANCHES, LUCIANA; ANDRADE, N. L. R. ; PINTO JÚNIOR, O. B. ; ALVES, M. C. ; NOGUEIRA, J. S. . Time lags between rainfall and groundwater levels in a forest and cattle pasture of an Amazon watershed. **Journal of Environmental Hydrology**, v. 17, p. 1-10, 2009.

SANTOS, T.V. Fluxo de calor na superfície e avapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais. Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em sensoriamento remoto. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 96p. 2009.

SELLERS, W. D. Physical Climatology, 1.ed. New York: Sellers, W.D. **Physical Climatology**. University of Chicago, 203p. 1965.

SENNA, M. C. A. **Fração da radiação fotossinteticamente ativa absorvida pela Floresta Tropical Amazônica: uma comparação entre estimativas baseadas em modelagem, sensoriamento remoto e medições de campo**. 38f. Dissertação de mestrado em Meteorologia Agrícola, UFV, Viçosa, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F. Meteorologia, desmatamento e queimadas na Amazônia: uma síntese de resultados do LBA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, 190-199, 2006.

SOUZA FILHO, J. D. C.; RIBEIRO, A.; COSTA, M. H.; COHEN, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 2, p. 223-129, 2005.

TAIZ, L.; ZEIGUER, E. **Fisiologia Vegetal**. 3. ed. Porto Alegre: Artmed, 2006.

TEIXEIRA, A. H. de C. Balanço de energia na cultura da bananeira no primeiro ciclo de produção. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2000, Rio de Janeiro. **Balanço de energia na cultura da bananeira no primeiro ciclo de produção** (Anais). Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000. p. 95-100.

TORRENCE, C; COMPO, Y.G.P. **A practical guide to wavelet analysis**. Bulletins of American Meteorological Society, Boston, v.79, p.61-78, 1998.

TURNER, D. P., URBANSKI, S., BREMER, D., WOFYSY, S. C., MEYERS, T., GOWER, S. T., ET AL. A cross-biome comparison of daily light use efficiency for gross primary production. **Global Change Biology**, 9, 383–395. 2003.

TWINE, T. E.; KUSTAS, W. P.; NORMAN, J. M.; COOK, D. R.; HOUSER, P. R.; MEYERS, T. P.; PRUEGER, J. H.; STARKS, P. J.; WESELY, M. L. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**. v. 103, p. 279-300, 2000.

VILANI, M.T. **Análise de Fourier e Wavelet em variáveis micrometeorológicas em diferentes tipologias de ocupação**. (2011). Tese de doutorado em Física Ambiental. 135p. Cuiabá, 2011.

VITORINO, M. I. ; Ferreira, N.J. ; Prasad, G.S.S.D . **Oscilações Intrasazonais sobre o Sudeste Brasileiro Utilizando-se a Análise da Transformada Wavelet**. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz de Iguaçu -PR. A Meteorologia e a Gestão de Energia, 2002.

VITORINO, M. I. **Análise das Oscilações Intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos Adjacentes utilizando a Análise de Ondeletras**. 313 f.São José dos Campos, 2002. Tese (Doutorado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2002

Von RANDOW, C.; MANZI, A. O.; KRUIJT, B.; OLIVEIRA, P. J.; ZANCHI, F. B.; SILVA, R. L.; HODNETT, M. G.; GASH, J. H. C.; ELBERS, J. A.; WATERLOO, M. J.; CARDOSO, F. L.; KABAT, P. Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology** 78 (1), 5-26.2004.

VON RANDOW, R. C. S.; VON RANDOW, C.; HUTJES, R. W. A.; TOMASELLA, J.; KRUIJT, B. Evapotranspiration of deforested areas in central and southwestern Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 109, p. 205-220, 2012.

VOURLITIS G.L., OECHEL W.C. Landscape-scale CO₂, H₂O vapour, and energy flux of moist-wet coastal tundra ecosystems over two growing-seasons. **Journal of Ecology**, v.85, p575-590. 1997.

VOURLITIS, G. L.; OECHEL, W. C. Eddy covariance measurements of CO₂ and energy fluxes of an Alaskan tussock tundra ecosystem. **Ecology**, v. 80, p. 686-701.1999.

VOURLITIS, G. L.; PRIANTE FILHO, N.; HAYASHI, M. S.; NOGUEIRA, J. S.; CASEIRO, F. T.; CAMPELO JR, J. H. Seasonal variations in the net ecosystem CO₂ exchange of a mature Amazonian tropical 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 JR., J. H. Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of MatoGrosso, Brazil. **WaterResourcesResearch**, v. 38, 2002.

WEBLER, A. D.; AGUIAR, R. G.; AGUIAR, L. J. G. Características da precipitação em área de floresta primária e área de pastagem no Estado de Rondônia. **Revista Ciência e Natura**, v. Esp., p. 55-58, 2007.

WEBLER, A.D. **Caracterização e análise da variação temporal de componentes micrometeorológicos em uma área de pastagem no sudoeste da Amazônia.** Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Departamento de Engenharia Ambiental, Fundação Universidade Federal de Rondônia, Ji-Paraná. 71pp. 2011.

WERTH, D.; AVISSAR, R. **The regional evapotranspiration of the Amazon.** Bulletin of the American Meteorological Society (2004), PP. 3589 – 3591.2004.

WEVE, L. A.; FLANAGAN, L. B.; CARLSON, P. J. Seasonal and interannual variation in evapotranspiration, energy balance and surface conductance in a northern temperate grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**. v.112, p. 31-49, 2002.

WILKS, D. S., **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed., San Diego: Academic Press, 629P, 2006..

XI, W.; COULSON, R.; BIRT, A.; SHANG, Z.; WALDRON, J.; LAFON, C.; CAIRNS, D.; TCHAKERIAN, M.; KLEPZIG, K. Review of forest landscape models: Types, methods, development and applications. **Acta Ecologica Sinica** 29(1) 69-78. 2009.

XU L.; SAMANTA, A.; COSTA, M.H.; GANGULY, S.; NEMANI, R. R.; MYNENI, R. B. Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought. **Geophys Res Lett** 38:L07402 10.1029/2011GL046824. 2011.

YUAN, W. P.; LIU, S. G.; YU, G. R.; BONNEFOND, J. M.; CHEN, J. Q.; DAVIS, K.. Global estimates of evapotranspiration and gross primary production based on MODIS and global meteorology data. **Remote Sensing of Environment**, 114(7), 1416–1431. 2010

ZEILHOFER, P.; SANCHES, L; VOURLITIS, G. L.; ANDRADE, N. L. R., Seasonal variations in litter production and its relation with MODIS vegetation indices in a semi-deciduous forest of Mato Grosso. **Remote Sensing Letters**, v. 3, p. 1-9, 2012.