

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

Antonio Marcos Delfino de Andrade

**ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS
INCIDENTE NA AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

TESE DE DOUTORADO

**ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS INCIDENTE NA AMAZÔNIA:
UMA ANÁLISE ESPECTRAL**

ANTONIO MARCOS DELFINO DE ANDRADE

Campina Grande – PB

Fevereiro de 2016

**ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA INCIDENTE NA AMAZÔNIA:
UMA ANÁLISE ESPECTRAL**

Tese apresentada ao curso de pós-graduação no Centro de Tecnologia e Recursos Naturais – CTRN da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Área de concentração: Agrometeorologia e Micrometeorologia

Subárea: Micrometeorologia

Orientadores: Prof. Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva

Prof. Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito

Orientando: Antonio Marcos Delfino de Andrade

Campina Grande - PB

Fevereiro de 2016

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A553e Andrade, Antonio Marcos Delfino de.
Estimativa da radiação de onda longa incidente na Amazônia : uma análise espectral / Antonio Marcos Delfino de Andrade. – Campina Grande, 2016.
69 f.: il. color.

Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2016.

"Orientação: Prof. Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva, Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito".
Referências.

1. Transformada em Ondeletras. 2. Radiação Solar. 3. Modelo de Fluxos de Energia. I. Silva, Vicente de Paulo Rodrigues da. II. Brito, José Ivaldo Barbosa de. III. Título.

CDU 551.521.31(043)

ANTONIO MARCOS DELFINO DE ANDRADE

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO DE ONDAS LONGAS INCIDENTE NA
AMAZÔNIA: UMA ANÁLISE ESPECTRAL

TESE APROVADA EM 19/02/2016

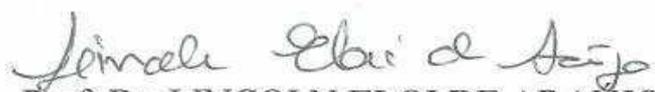
BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. VICENTE DE PAULO RODRIGUES DA SILVA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Profa. Dra. CÉLIA CAMPOS BRAGA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. BERNARDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. LINCOLN ELOI DE ARAUJO
Departamento de Engenharia e Meio Ambiente
Centro de Ciências Aplicadas e Educação
Universidade Federal da Paraíba


Prof. Dr. ROMILDO MORANT DE HOLANDA
Departamento de Tecnologia Rural
Universidade Federal Rural de Pernambuco

Cântico do rei Davi, acerca da soberania do Eterno (Salmo 96)

- 1.** Cantai ao SENHOR um cântico novo, cantai ao SENHOR toda a terra.
- 2.** Cantai ao Senhor, bendizei o seu nome; anunciai a sua salvação de dia em dia.
- 3.** Anunciai entre as nações a sua glória; entre todos os povos as suas maravilhas.
- 4.** Porque grande é o Senhor, e digno de louvor, mais temível do que todos os deuses.
- 5.** Porque todos os deuses dos povos são ídolos, mas o Senhor fez os céus.
- 6.** Glória e majestade estão ante a sua face, força e formosura no seu santuário.
- 7.** Dai ao Senhor, ó famílias dos povos, dai ao Senhor glória e força.
- 8.** Dai ao Senhor a glória devida ao seu nome; trazei oferenda, e entrai nos seus átrios.
- 9.** Adorai ao Senhor na beleza da santidade; tremei diante dele toda a terra.
- 10.** Dizei entre os gentios que o Senhor reina. O mundo também se firmará para que se não abale; julgará os povos com retidão.
- 11.** Alegrem-se os céus, e regozije-se a terra; breme o mar e a sua plenitude.
- 12.** Alegre-se o campo com tudo o que há nele; então se regozijarão todas as árvores do bosque,
- 13.** Ante a face do Senhor, porque vem, porque vem a julgar a terra; julgará o mundo com justiça e os povos com a sua verdade.

AGRADECIMENTOS

Ao Eterno Deus, pois Ele é a fonte de toda a ciência e sabedoria, por ter me ajudado até os dias de hoje, e por ter sido e permanece bom, pronto a perdoar e abundante em benignidade para com todos os que te invocam.

À minha família pelo apoio e incentivo para o término do doutorado.

Aos meus orientadores, professores Dr. Vicente de Paulo Rodrigues da Silva e Dr. José Ivaldo Barbosa de Brito, pela dedicação, paciência, pelas suas correções e por ter acreditado em mim para a realização deste projeto. E também aos professores Dr. Francisco de Assis Salviano de Sousa por sanar minhas dúvidas e ter cedido sugestões na parte estatística, e ao Dr. Carlos Antônio Costa dos Santos pelo incentivo, discussões e direcionamentos na concretização deste trabalho. Bem como, aos demais professores desta instituição.

Aos professores que compuseram a banca, a saber, Dr. Bernardo Barbosa da Silva, Dr. Lincoln Eloi de Araujo, Dr. Romildo Morant de Holanda e a Dra. Célia Campos Braga por aceitarem o convite e contribuíram para o aprimoramento deste trabalho. E ao meu amigo professor Dr. Marcos Antonio Lima Moura, pelas conversas, discussões e sugestões para o aperfeiçoamento deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pelo apoio ao desenvolvimento e financiamento deste projeto.

Ao LBA pela disponibilidade dos dados deste trabalho.

E de expressar minha gratidão ao pesquisador Dr. Aslak Grinsted por fornecer o pacote da coerência em ondeletas no MATLAB.

Não posso esquecer-me da Aurilene B. Santos (minha companheira de longa data), pela convivência, mesmo à distância, por me aturar e pelo amor que tem para comigo.

E aos amigos que fiz ao longo da vida acadêmica (graduação e pós-graduação), pela convivência, amizade e discussões, especialmente aos que convivi em Campina Grande: Alane Saldanha, Alexandra Tavares, Camilla Borges, Edicarlos Sousa, Jefferson Melo, Júlia (Úlia) Lopes, Leandro Rodrigues e Rayonil Carneiro, perdoem-me os esquecidos. Também, não poderia deixar de agradecer a Divanete Cruz e Arilene Lucena pelo auxílio, dedicação e atenção, não somente para comigo, como também a todos os alunos desta instituição.

A todos, meus sinceros agradecimentos!

PENSAMENTOS

Um pessimista vê uma dificuldade em cada oportunidade; um otimista vê uma oportunidade em cada dificuldade.

(Winston Churchill)

“O que se leva da vida... É a vida que se leva!”

(Barão de Itararé)

“Deus é verdade, e a luz é a sua sombra.”

(Platão)

“Para alcançar conhecimento, adicione coisas todo dia. Para alcançar sabedoria, elimine coisas todo dia.”

(Lao-Tsé)

“Para adquirir conhecimento, é preciso estudar; mas para adquirir sabedoria, é preciso observar.”

(Marilyn vos Savant)

“Um pouco de ciência nos afasta de Deus. Muito, nos aproxima.”

(Louis Pasteur)

“O tempo muda tudo, é o que as pessoas dizem. Mas, não é verdade. Fazer coisas é o que muda algo. Não fazer nada, deixa as coisas do jeito que eram.”

(Gregory House, M.D.)

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABELAS.....	ix
LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS.....	x
RESUMO.....	xii
ABSTRACT.....	xiii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
2.1. A Amazônia.....	3
2.2. Emissividade Atmosférica.....	4
2.3. Radiação solar global.....	6
2.4. Radiação de onda longa incidente.....	8
2.4.1. Modelagem da radiação de onda longa incidente.....	9
2.4.2. Aplicações de modelos na radiação de onda longa incidente.....	9
2.5. Ondeletas e suas aplicações na meteorologia.....	14
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	17
3.1. Descrição da área de estudo.....	17
3.2. Instrumentação e observações.....	18
3.3. Modelos paramétricos.....	19
3.3.1. Modelos simples da radiação de ondas longas.....	19
3.3.1.1. Condições de céu claro.....	19
3.3.1.2. Condições de céu nublado.....	21
3.4. Parâmetros calculados.....	23
3.4.1. Pressão de vapor d'água.....	23
3.4.2. Índice de claridade.....	23
3.5. Índice estatístico.....	24
3.6. Transformada em ondeletas.....	25
3.6.1. Transformada Cruzada em Ondeletas e de Coerência e Fase em Ondeletas....	27
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	31

4.1. Aplicação da Transformada de Ondeletas.....	31
4.1.1. Transformadas cruzada em ondeletas e de coerência e fase em Ondaletas.....	34
4.1.2. Estação chuvosa.....	36
4.1.3. Estação seca.....	40
4.2. Desempenho das equações para as condições de céu claro.....	43
4.2.1. Análises em coerência e fase em ondeletas nos modelos ajustados.....	50
4.3. Desempenho das equações para as condições de céu nublado.....	53
5. CONCLUSÕES.....	58
6. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	59
APÊNDICE A.....	68
APÊNDICE B.....	69

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Localização do sítio, em destaque a reserva do rio Cuieiras, pertencente ao INPA, próxima a cidade de Manaus, Amazonas.....	18
Figura 2. Análise dos espectros de ondeletas com as variáveis de: a) Radiação de onda longa incidente; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) Pressão do vapor d'água e Espectro Global das Ondeletas (EGO) durante o ano de 2009.....	33
Figura 3. Transformada em cruzada de ondeletas (a) e de coerência e fase de ondeletas (b) entre a radiação de onda longa incidente e a temperatura do ar, para todo o período de estudo.....	36
Figura 4. Análise dos espectros de ondeletas com as variáveis de: a) Radiação de onda longa incidente; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) Pressão do vapor d'água durante a estação chuvosa para o período de estudo.....	39
Figura 5. Análise dos espectros de ondeletas com as variáveis de: a) Radiação de onda longa incidente; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) Pressão do vapor d'água durante a estação seca para o período de estudo.....	42
Figura 6. Comparações entre os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e as estimadas, pelos modelos de: a) Brunt (1932); b) Swinbank (1963); c) Idso e Jackson (1969); d) Brutsaert (1975); e) Idso (1981); f) Sugita e Brutsaert (1993); g) Prata (1996); h) Duarte et al. (2006); e i) Kruk et al. (2010), empregando os coeficientes originais em dias de céu claro.....	44
Figura 7. Variação média horária para o fluxo de radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$), medida e estimada, somente em dias de céu claro para todo o período de estudo.....	46
Figura 8. Comparações entre os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e as estimadas, pelos modelos de: a) Brunt (1932); b) Swinbank (1963); c) Idso e Jackson (1969); d) Brutsaert (1975); e) Idso (1981); e f) Prata (1996), empregando modelos com coeficientes ajustados em dias de céu claro.....	48
Figura 9. <i>Box-plot</i> para os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e estimadas, por modelos ajustados para a região de estudo.....	50
Figura 10. Coerência e fase em ondeletas da relação da radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$) medida com as estimadas pelos modelos com os coeficientes ajustados de: a) Brunt (1932); b) Swinbank (1963); c) Idso e Jackson (1969); d) Brutsaert (1975); e) Idso (1981); f) Prata (1996) para os dias de céu claro durante o ano de 2009.....	52
Figura 11. Comparações entre os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e as estimadas, pelos modelos de: a) Maykut e Church (1973); b) Jacobs (1978); c) Sugita e Brutsaert (1993); d) Konzelmann et al. (1994); e) Crawford e Duchon (1999); f) Duarte et al. (2006) [Eq.(16)]; g) Duarte et al. (2006) [Eq.(17)]; h) Eq.(18) Ajustada; e h) Eq.(19) Ajustada, empregando modelos em dias de céu nublado.....	54
Figura 12. Variação média horária para o fluxo de radiação de onda longa incidente ($L\downarrow c$), medida e estimada, somente em dias de céu nublado para todo o período de estudo.....	56
Figura 13. <i>Box plot</i> para os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e estimadas, em dias com céu nublado, para a Amazônia Central.....	57

LISTA DE TABELAS

		Pág.
Tabela 1.	Lista dos elementos, instrumentos e níveis das medições das variáveis utilizadas, instaladas na torre K34, na Reserva do rio Cuieiras (ZF-2).....	18
Tabela 2.	Parametrizações para o cálculo da radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$), em condições de céu claro, fundamentados na temperatura do ar, T_a (K), pressão de vapor d'água, e_a (mb), e $\xi = 46,5(e_a/T_a)$. O sufixo "a" indica "atmosfera".....	20
Tabela 3.	Parametrizações para o cálculo da radiação de onda longa incidente em condições de céu nublado ($L\downarrow_c$). A fração de cobertura de nuvens é expressa por "c".....	21
Tabela 4.	Índices estatísticos empregados para avaliar o desempenho das parametrizações, com coeficientes originais, das estimativas de radiação de onda longa incidente durante os dias de céu claro. Onde constam o erro médio (EM), a raiz do erro médio quadrático (REM _Q), índice de concordância de Willmott (d), coeficiente angular (a) e o coeficiente linear (b).....	45
Tabela 5.	Coefficientes ajustados para às condições ambientais da região de estudo, em dias em condições de céu claro.....	48
Tabela 6.	Índices estatísticos aplicados para avaliar o desempenho das parametrizações, com coeficientes ajustados, das estimativas de radiação de onda longa incidente durante os dias de céu claro. No qual consiste o erro médio (EM), a raiz do erro médio quadrático (REM _Q), índice de concordância de Willmott (d), coeficiente angular (a) e o coeficiente linear (b).....	49
Tabela 7.	Índices estatísticos usado para avaliação das parametrizações das estimativas de radiação de onda longa incidente durante os dias de céu nublado. Em que se constata o erro médio (EM), a raiz do erro médio quadrático (REM _Q), índice de concordância de Willmott (d), coeficiente angular (a) e o coeficiente linear (b).....	55

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

ARM	<i>Atmospheric Radiation Measurement</i>
CO₂	Dióxido de Carbono
EAM	Erro absoluto médio
EGO	Espectro Global das Ondeletras
EM	Erro médio
ENOS	El-Niño Oscilação Sul
E_o	Órbita terrestre
ERPM	Erro relativo percentual médio
EUA ou USA	Estados Unidos da América
FIFE	<i>Field Experiment</i>
H e/ou h	Ângulo horário
HL	Hora ou Horário Local
INPA	Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia
LBA	Experimento de Grande Escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia
L_↓	Radiação de onda longa incidente em condições de céu claro
L_{↓c}	Radiação de onda longa incidente em condições de céu nublado
K	Kelvin (unidade da temperatura absoluta); na parte estatística, índice de confiança
K_t	Índice de claridade
MGCA's	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
N₂O	Óxido Nitroso
N-NE	Norte-Nordeste (direção)
NEB	Nordeste brasileiro
O₃	Ozônio
PAR	<i>em português</i> – Radiação Fotossinteticamente Ativa
PRODES	Projeto de Monitoramento do Desflorestamento na Amazônia Legal
REMQ	Raiz do erro médio quadrado
R_g	Radiação solar global
R_o	Radiação solar que incide no topo da atmosfera
ROL	Radiação de Onda Longa
RMS	Valor do quadrado médio
S-SE	Sul-Sudeste (direção)
S_o	Constante Solar
ST	Série Temporal
T_a	Temperatura do ar [Kelvin]
TO	Transformada de Ondeletras
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TCO	Transformada Coerência em Ondeletras
TCR	Transformada Cruzada em Ondeletras
TF	Transformada de Fourier
TO	Transformada em ondeletras
UR	Umidade Relativa
UV	Ultra Violeta

W m⁻²	Watts por metro quadrado
W m⁻² ano⁻¹	Watts por metro quadrado por ano
Z	Ângulo zenital
ZCIT	Zona de Convergência InterTropical
c	Cobertura de nuvens
d	Índice de concordância de Willmott
e_a	Pressão do vapor d'água na atmosfera
e_s	Pressão de saturação de vapor d'água na atmosfera
km	Quilômetro
km²	Quilômetro quadrado
m	Metro
mb	Milibares (unidade de pressão)
m s⁻¹	Metro por segundo
mm	Milímetro
mm mês⁻¹	Milímetro por mês
δ	Declinação solar
ε	Emissividade atmosférica
λ	Comprimento de onda
μm	Micrômetro
ξ	Modelo proposto por Prata (1996) para a estimativa de emissividade atmosférica
σ	Constante de Stefan–Boltzmann [W m ⁻² K ⁻⁴]
φ	Latitude local
∈	Pertence ao conjunto numérico.
°C	Graus Celsius
∞	Infinito, ilimitado (numericamente)
≈	Aproximadamente, aproximado
>	Maior que
<	Menor que
%	Uma divisão por cem, percentual

RESUMO: A radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$) é seguramente a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Portanto, diferentes formulações têm sido propostas para estimá-la. Desta maneira, avaliou-se neste estudo o desempenho de várias formulações para a estimativa dos fluxos de $L\downarrow$ e sua interação com outras variáveis medidas, bem como as interações da temperatura do ar e da pressão de vapor d'água junto à $L\downarrow$. Neste estudo foi utilizada a análise pela transformada em ondeletas (TO) como ferramenta matemática para a análise de variações locais de energia dentro das séries temporais aqui estudadas, pela sua decomposição no tempo-frequência-espço. Para investigar a correlação entre duas séries ($L\downarrow$ com a temperatura do ar e da $L\downarrow$ medida com as estimadas por cada modelo), empregou-se transformada cruzada em ondeletas e a coerência e fase em ondeletas. Os dados deste estudo compreendem o período de 01 de janeiro a 31 de dezembro de 2009, e são provenientes da torre micrometeorológica (K34) pertencente ao Experimento de Grande Escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia (LBA) em Manaus, Amazonas. A TO revelou que no período de 36 horas, para todo período analisado, um persistente, homogêneo e forte espectro energético entre a $L\downarrow$ e a temperatura do ar, onde se constatou uma sinergia entre essas variáveis. Constatou-se ainda que a precipitação e a pressão de vapor d'água exercem bastante influencia nos fluxos de $L\downarrow$, principalmente na estação chuvosa. A análise através da transformada cruzada e de coerência e fase em ondeletas no período de 32 a 64 horas. Já nos modelos ajustados foram no período de 16 a 64 horas. Os modelos propostos para condições de céu claro, com o uso de seus coeficientes originais, mostraram tendência em subestimar os fluxos de $L\downarrow$ medidos. Com os ajustes nos coeficientes, os modelos expuseram uma melhora nas estimativas nos fluxos de $L\downarrow$. Para os modelos propostos para condições de céu nublado, estes exibiram um desempenho regular.

Palavras-chave: Transformada em ondeletas; Radiação solar; Modelo de fluxos de energia

DOWNWARD LONGWAVE RADIATION ESTIMATE IN AMAZONIA: A SPECTRAL ANALYSIS

ABSTRACT: The downward longwave radiation ($L\downarrow$) component really is difficult of the net radiation the measured. Therefore, different parameterizations have been proposed to estimate it. Thus, in this study we evaluated the performance of various parameterizations for the $L\downarrow$ flows estimated and their interaction with other variables measured as well as the air temperature and water vapour pressure interactions with $L\downarrow$. In this study we used by wavelet transform (WT) analysis as mathematical tool for energy of local variations analysis in the studied time series here by their frequency time-space decomposition. To investigate the correlation between two series ($L\downarrow$ with air temperature and between $L\downarrow$ measured with estimated), we used cross-wavelet transform and coherency wavelets and phase angle. The datasets used in this study are of the January 01 to December 31 of 2009, measured from micrometeorological tower (named K34) controlled by Large Scale Biosphere Atmosphere experiment in Amazonia (LBA) from Manaus city, Amazonas. The WT showed that in 36 hours period, for the entire period analyzed, a persistent, smooth and strong energy spectrum between $L\downarrow$ and the air temperature, which demonstrated a synergy between these variables. It was also found that precipitation and water vapour pressure exert enough on $L\downarrow$ flows influence, especially in the wet season. The cross-wavelet transform and coherency wavelets and phase angle analysis at 32 to 64 hours period. Already in adjusted models were in the 16-64 hours period. With the adjustable coefficients, according to the environmental study area conditions, the models presents an improvement in the $L\downarrow$ flows estimates. The cloudy skies models proposed, they exhibited a regular performance.

Keywords: Wavelet transform; Solar radiation; Energy flows model

1. INTRODUÇÃO

A energia radiativa recebida no topo da atmosfera, proveniente do Sol, é utilizada para aquecer o sistema Terra-Atmosfera. Uma porção dessa radiação é refletida pelas nuvens, outra é absorvida e espalhada (por gases atmosféricos como CO₂, O₃ e vapor d'água) e por fim uma parte atinge a superfície terrestre, a qual também absorve-a, reflete-a e reemite-a, sendo que esta última em forma de ondas longas.

O estudo da radiação solar é importante para se entender os diversos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na biosfera, em particular em ecossistemas florestais (Moura et al., 2001). Ela também é essencial, pois é um dos fatores que determinam a distribuição espacial das espécies, dinâmica das florestas, produção de biomassa, dentre outros (Vilani et al., 2007). Ainda no ambiente de floresta, essa radiação se destaca, sendo fundamental nos processos de fotossíntese, do aquecimento do ar e da superfície e de evapotranspiração. A interação existente entre essa variável e o sistema florestal reveste-se de grande importância para a compreensão dos processos de fisiologia vegetal, produtividade de biomassa e trocas turbulentas de energia e massa entre a floresta e a atmosfera (Moura, 2001).

A radiação de onda longa incidente (L_{\downarrow}) é seguramente a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida, embora haja instrumentos de medição. Uma das razões é que os instrumentos emitem radiação de comparável comprimento de onda e intensidade do que está sendo medida (Von Randow e Alvalá, 2006), necessitando assim, de correções realizadas a partir da temperatura desses instrumentos. A origem da L_{\downarrow} é proveniente da energia cinética das moléculas dos constituintes atmosféricos, como vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio, assim como das gotas de água nas nuvens, sendo, portanto, função da sua temperatura (Viswanadham, 1981).

Para muitas situações práticas em meteorologia, pode-se estimar a radiação de onda longa através de variáveis mais facilmente medidas (Brutsaert, 1982). Nesse sentido, métodos empíricos e analíticos estimam essa radiação a partir de valores de temperatura do ar e da pressão de vapor ou ponto de orvalho, medidas no nível do abrigo (Prata, 1996). A principal diferença entre os métodos analíticos e empíricos está no fato dos primeiros terem sido derivados a partir de uma base física, enquanto os últimos são obtidos a partir de correlações empíricas.

Através de modelos físico-estatísticos, diversos pesquisadores tentaram estimar a L_{\downarrow} por meio de correlações de variáveis meteorológicas. Pois, nem sempre informações dessa variável são acessíveis, devido ao alto custo, ou nem possam ser empregados em quaisquer circunstâncias, além da necessidade frequente de aferição. Contudo, distintas formulações têm sido propostas para estimar a L_{\downarrow} à superfície terrestre, pois as equações que a estimam, em sua

maioria, só têm validade para dias de céu claro, isto é, sem a cobertura de nuvens. Já para dias com a presença de nuvens devem ser realizados ajustes para inserir os efeitos da nebulosidade.

Com a finalidade de encontrar similaridades temporais entre as variáveis analisadas, em particular de natureza não estacionária, a aplicação da transformada em ondeletas (TO) se mostrou uma ferramenta matemática habitual para a análise de variações locais de energia dentro das séries temporais aqui estudadas, pela sua decomposição no tempo-frequência. Ademais, esta consiste na análise em escala (potência) ou frequência, proporciona mapa de tempo-escala de uma série, concede a obtenção de características que podem variar no tempo. Ainda que essa informação se revele bastante significativa, a TO é antagonista na informação da existência de correlação entre as séries. Para isso, utilizou-se de ferramentas matemáticas, tais como, transformada cruzada em ondeletas e a coerência em ondeletas, igualmente propostas por Grinsted et al. (2004).

Nesse ponto na região sobre a floresta Amazônica existem poucas medidas regulares de $L\downarrow$, apesar da sua importância no cálculo do balanço de radiação à superfície, pois representa a contribuição da atmosfera que engloba informações de nebulosidade e concentração de vapor d'água (Vilani et al., 2010). Em vista disso, a utilização de modelos para estimá-las tornou-se um modo alternativo que é largamente utilizado.

Deste modo, considera-se como hipótese sugerida neste trabalho mostrar a relação, na escala de tempo-frequência, de algumas variáveis meteorológicas com o fluxo de $L\downarrow$, e averiguar o desempenho dos modelos para sua estimativa, como também ajustá-las localmente para a região Amazônica e validá-los com os dados medidos, com o propósito de observar seus desempenhos.

Considerando a importância deste estudo, o presente trabalho tem como objetivo geral analisar a $L\downarrow$ e avaliar o desempenho dos métodos analíticos e empíricos de sua estimativa, em condições de dias de céu claro e nublado, bem como ajustar equações utilizando dados observados para a Amazônia central do Brasil. Por outro lado, os objetivos específicos são os seguintes: (i) Estudar a variabilidade temporal, da radiação de onda longa incidente na Amazônia através da transformada em ondeletas (TO); (ii) Obter conhecimento nas interações das variáveis medidas (temperatura do ar e precipitação) e da pressão de vapor com a $L\downarrow$, fazendo uso da análise espectral da TO; (iii) Avaliar o desempenho dos modelos aqui propostos, para estimativa da radiação de onda longa incidente e compará-los com os dados medidos utilizando índices estatísticos; (iv) Aplicar a técnica cruzada em ondeletas e de coerência e fase de ondeletas para investigar e caracterizar alguma correlação e semelhança entre variáveis analisadas no estudo, utilizando o período de tempo de um ano de dados coletados na área de estudo.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. A Amazônia

As florestas tropicais são de extrema importância para o clima, quer seja em escala local como global, uma vez que, a vegetação é receptora e armazenadora de energia e desempenha um papel fundamental no balanço de energia à superfície.

Devido a sua posição geográfica, a floresta Amazônica é favorecida por uma fortíssima entrada de energia solar, acompanhada de um abastecimento quase permanente de massas de ar úmido, grande estoque de nebulosidade, baixa amplitude térmica anual e de ausência de estações secas pronunciadas em quase todos os seus subespaços regionais (Ab'Sáber, 2003).

O Brasil possui um tesouro em sua parte das florestas tropicais da Amazônia, a maior área de floresta contínua do planeta, que abrange cerca de 4 milhões de km² (Rosa et al., 2012). Cerca de 20% da cobertura florestal original da região foram convertidas em pastagens, terrenos agrícolas e, em menores áreas de graduação urbanas, de acordo com o programa de monitoramento de florestas do governo brasileiro, com o nome PRODES (Shimabukuro et al., 2012). Outra fonte importante, mas menos entendida de mudança nesta região é a degradação de florestas em pé. Isso ocorre principalmente por meio de extração seletiva de madeira, incêndios florestais e efeitos de borda relacionados à fragmentação da floresta (Numata et al., 2010; Souza Junior, 2012).

Apesar da crescente conscientização na preservação da floresta amazônica, as taxas de desmatamento, apesar de diminuição na última década, continuam elevadas. De acordo com Martins et al. (2014), a Amazônia Legal perdeu 107 km² de floresta em janeiro de 2014, o que representa um aumento de 206% em relação a janeiro de 2013, quando o desmatamento somou 35 km². O referido boletim indica que, no período de agosto de 2013 a janeiro de 2014, o desmatamento acumulado totalizou 531 km² indicando, assim, uma redução do desmatamento acumulado de 60% em relação ao período anterior (agosto de 2012 a janeiro de 2013) quando o desmatamento somou 1.326 km². Consta ainda, que no mês de janeiro de 2014, o maior desmatamento ocorreu nos Estados de Roraima (34%), seguido por Mato Grosso (22%), Pará (22%), Tocantins (9%), Acre (8%), Amazonas (3%) e Rondônia (2%).

Ao avaliar os Estados que apresentaram os maiores desmatamentos, considerando o período de agosto de 2013 a janeiro de 2014, Pará lidera o *ranking* com 24% do total desmatado no período. Em seguida, aparece o Amazonas com 22% e Rondônia com 21%.

Em termos relativos, houve aumento de 348% em Roraima e 324% no Acre. Por outro lado, houve redução expressiva no Pará (-80%) e Mato Grosso (-77%). Ao analisar em números

absolutos, o Pará lidera o desmatamento acumulado com 125 km², seguido pelo Amazonas (117 km²) e Rondônia (112 km²). Apresentando uma degradação florestal acumulada de 212 km², para o período.

Em relação ao período anterior (agosto de 2012 a janeiro de 2013) houve redução de 80% quando a degradação florestal somou 1.043 km², e foi constatada também, redução em janeiro de 2013, de 53%, quando a degradação florestal somou 69 km². A maioria ocorreu no Mato Grosso (97%), seguido pelo Amazonas (2%) e Pará (1%). Para Aguiar (2007) as oscilações nas taxas de desmatamento exprimem, entre outros fatores, a atuação da política governamental nessa Região.

2.2. Emissividade Atmosférica

De acordo com a Lei de Stefan-Boltzmann, a emissividade atmosférica é definida como uma propriedade da atmosfera que define a sua capacidade de emitir energia. Ela depende das propriedades atmosféricas assim como da temperatura. Calcula-se a emissividade através da razão entre a energia emitida e absorvida pela atmosfera. Assim como a superfície da Terra, como a atmosfera, emitem radiação, aproximadamente, como um corpo negro (emissividade igual a 1). Entende-se corpo negro o meio ou substância que absorve toda a radiação incidente sobre ele, independentemente do comprimento de onda e da direção de incidência. Segundo Barbosa, (2014) deve-se também considerar a lei de Kirchhoff, que diz que, em equilíbrio termodinâmico, a emissividade de uma superfície deve ser igual à absorvidade. Um corpo ideal com emissividade $\varepsilon = 1$ e em equilíbrio, portanto, absorve toda a radiação incidente sobre sua superfície, por isso é chamado de corpo negro. No caso não ideal, tem-se $0 < \varepsilon < 1$ e, portanto, o corpo não absorve toda a radiação incidente, mas também emite uma quantidade menor, o que significa que ele será parcialmente transparente e por isso chamamos de corpo cinza. Para encontrar a temperatura de equilíbrio, basta então considerar que o sistema está em equilíbrio e que, assim a sua temperatura deve ser tal que a emissão de energia calculada pela lei de Stefan-Boltzmann é igual à absorção de energia.

Desse modo, uma vez que as temperaturas da superfície da Terra e da atmosfera são conhecidas, é possível estimar os fluxos emitidos através da equação de Stefan-Boltzmann. Por outro lado, pela Lei de Wien, devido às suas baixas temperaturas, a emissão máxima do sistema Terra-atmosfera se dá na faixa do infravermelho (ondas longas). Como a atmosfera apresenta uma grande variabilidade da cobertura de nuvens e de seus componentes como o vapor d'água, gotas de água e cristais de gelo, é muito difícil determinar o comportamento radiativo deste

sistema. Dessa forma, há algumas equações empíricas que propicia estimativas desse fluxo de radiação.

Os gases atmosféricos absorvem parte da radiação de onda curta incidente e parte da radiação de onda longa radiada pela superfície da Terra e emite por sua vez, uma fração da radiação que seria análoga a emitida por um corpo negro à mesma temperatura. Sendo assim, a emissividade atmosférica pode ser apresentada como uma função cuja variação depende do conteúdo de vapor d'água na atmosfera (Umidade Relativa) e da temperatura do ar (Heitor et al., 1991). Como tratado por Brunt (1932), que definiu um ajuste de emissão de ondas longas em função do vapor d'água, para condição de atmosfera livre de nuvens. Visto que, a presença desses gases tem uma relação direta com a emissividade na atmosfera, isto é, quanto menor for essa concentração menor é a emissividade.

Com a finalidade de determinar a emissividade atmosférica, Mendonça et al. (1996), em dias de céu claro em Santo Antônio de Leverger (MT) no período de julho a setembro de 1994, compararam a emissividade estimada a partir do balanço de radiação com estimativas obtidas com as equações empíricas de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969) e Brutsaert (1975). Usando os coeficientes ajustados localmente para a estimativa da emissividade, os modelos propostos por Brunt (1932) e Brutsaert (1975) apresentaram melhores ajustes, em relação aos resultados observados quando comparados com as estimativas obtidas pelas equações propostas por Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969).

Curado (2011), em estudo no Pantanal Mato Grossense, obteve maiores emissividades atmosférica na estação chuvosa, isso porque nessa época havia maior conteúdo de água na atmosfera (maior precipitação), em comparação a estação seca, e bem como a maior quantidade de nuvens nessa estação, pois as nuvens são boas absorvedoras das radiações (Souza Filho et al., 2006). Nessa linha de pesquisa, Nogueira e Lima (2011) ainda asseguram que a maior absorção de radiação pelas nuvens ocasiona o aumento da temperatura do ar e em consequência aumenta a sua emissão, isto é, os corpos que mais absorvem radiação também são os que mais emitem (lei da radiação do corpo negro).

2.3. Radiação solar global

Kolling (2001) define radiação solar como a quantidade de energia que chega à superfície terrestre proveniente do Sol, o qual é o principal processo de transferência de energia na atmosfera é radiação eletromagnética. Esse tipo de radiação viaja em forma de onda, e todas as ondas eletromagnéticas viajam à mesma velocidade, a velocidade da luz. Esta é $2,99793 \pm$

$1 \times 10^8 \text{ m s}^{-1}$ no vácuo e quase a mesma velocidade no ar. A luz visível, raios gama, raios X, luz ultravioleta, radiação infravermelha, microondas, sinais de televisão, e ondas de rádio constituem o espectro eletromagnético (Liou, 2002).

A radiação proveniente do Sol tem a maior parte de sua energia contida em comprimentos de onda entre 0,1 e 4,0 μm , correspondendo às bandas do ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo (Brutsaert, 1982). Com a intensidade máxima na região do visível, aproximadamente 0,5 μm , correspondente à cor amarela (Hoyt e Schatten, 1997). Ao atravessar a atmosfera, a radiação solar é alterada pelo espalhamento, absorção, reflexão de difusão pelos tipos distintos de moléculas e partículas presentes na atmosfera; portanto, a radiação solar global que atinge à superfície é composta pela radiação solar direta e difusa. Medições apontam que 99% da energia solar estão compreendidos entre 0,25 – 4,0 μm , persistindo 1% para comprimentos maiores que 4,0 μm (Iqbal, 1983).

Do total emitido pelo Sol, a radiação visível ($0,4 < \lambda < 0,7 \mu\text{m}$) representa 43%, o infravermelho próximo ($\lambda > 0,7 \mu\text{m}$) responde por 49%, a radiação ultravioleta ($\lambda < 0,4 \mu\text{m}$) por 7%, e menos de 1% é emitido como raios X, raios gama ou ondas de rádio (Lutgens e Tarbuck, 1995). Ao atravessar a atmosfera, a composição da radiação solar muda consideravelmente. A fração da UV é quase totalmente absorvida pelo ozônio. A fração do infravermelho também sofre absorção significativa pelos constituintes atmosféricos, principalmente pelo vapor d'água e dióxido de carbono, enquanto a fração da radiação fotossinteticamente ativa (PAR), que compreende a faixa do visível, é a que menos sofre influência, sendo menos absorvida pela atmosfera. Logo, é de se esperar que a composição da radiação solar que incide sobre determinada superfície varie tanto ao longo do dia como ao longo do ano.

A radiação solar incidente no topo da atmosfera terrestre varia basicamente com a latitude, a declinação solar, ângulo horário e a excentricidade da órbita terrestre, fatores que, por sua vez, dependem dos movimentos de rotação, que fazem com que um local receba os raios solares com inclinação diferente ao longo do dia, e dos movimentos de translação ao redor do Sol, onde a Terra está sempre recebendo radiação.

A Terra realiza órbita elíptica em torno do Sol, estando ele situado num dos focos dessa elipse. A excentricidade da órbita terrestre é definida pela razão entre o máximo desvio a partir de uma órbita circular e o próprio raio médio, assumindo um valor atual de 0,0167 (Peixoto e Oort, 1992). A radiação solar que incide no topo da atmosfera é o principal fator que define o clima. Determinando-a, analisando-a e comparando-a com a radiação solar global (R_g) em superfície se consegue caracterizar a qualidade da atmosfera com relação a sua turbidez, além de servir como suporte para vários métodos empíricos de estimativa da R_g na superfície (Querino, 2006).

A interação da atmosfera com a radiação solar só pode ser entendida se for considerado a sua composição química. A atmosfera é um meio extremamente complexo, através do qual a energia eletromagnética, proveniente do Sol, atravessa até atingir à superfície da Terra. O ar atmosférico é constituído por um grupo de gases com concentrações aproximadamente constantes, e por outro grupo de elementos com concentrações variáveis. Contém, também, várias partículas sólidas e líquidas como aerossóis, gotas d'água e cristais de gelo, os quais são variáveis, em quantidade, no tempo e no espaço.

Quando atravessa a atmosfera, a radiação solar é modificada pelo espalhamento, absorção, reflexão de difusão pelos diferentes tipos de moléculas e partículas presentes na atmosfera tais como o vapor d'água, poeira, e outras partículas de aerossóis, resultando em modificações na quantidade, na qualidade e na direção dos raios solares que atingem a superfície terrestre (Inácio, 2009); portanto, a radiação solar global que alcança a superfície é constituída pela radiação solar difusa e direta (Correia, 2000). Ela constitui uma variável climática muito importante, por ser a principal fonte de energia do planeta e porque sua distribuição, não uniforme, influencia praticamente todos os elementos do clima. Por esta razão torna-se necessário saber de que maneira o balanço de energia, que ocorre próximo à superfície, disponibiliza a energia de natureza radiativa necessária aos processos físicos que ocorrem em superfícies continentais e oceânicas (Moura, 2001). Dentre os processos biofísicos determinantes do clima podemos destacar o coeficiente de reflexão da radiação solar global (albedo), devido sua influência no balanço de energia.

A radiação solar direta é a componente da R_g proveniente diretamente do Sol e que não sofre mudança alguma de direção, além da provocada pela refração atmosférica (Santos e Polydoro, 2002). No ambiente florestal, a penetração da radiação na copa das plantas depende da arquitetura da planta, do ângulo de inclinação das folhas, da idade e história da planta (Rosenberg et al., 1983). Ao penetrar na floresta, a radiação é atenuada de forma não-linear, sendo afetada pela densidade de folhas, de modo que os galhos superiores recebem maior quantidade de luz (Souza et al., 2002).

A radiação solar difusa é a radiação que chega à superfície terrestre, através do espalhamento da radiação por gases e partículas suspensas na atmosfera. De acordo com Pereira et al. (2002) esse processo é mais facilmente percebido em dias de céu nublado e em dias com alto teor de poeira, quando a radiação solar tem mais dificuldade de atingir diretamente a superfície, além de sofrer variações com o ângulo zenital do sol e sua estimativa é bastante complexa. Apesar disso costuma-se considerar que, para dias de céu claro, esta contribua com cerca de 15% do total de radiação solar que atinge à superfície e que é medida por um piranômetro com anel de sombreamento (Pereira et al. 2002).

2.4 Radiação de onda longa incidente

Quando a radiação solar interage com a atmosfera uma parte é absorvida pelas nuvens, aerossóis e moléculas que aquecem e emitem energia na forma de calor (acima de $4,0 \mu\text{m}$), sendo denominada radiação de onda longa incidente quando atinge a superfície terrestre ($L\downarrow$), que é derivada da energia cinética das moléculas dos constituintes atmosféricos, como vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio, assim como das gotas de água nas nuvens, sendo, portanto, função da sua temperatura (Viswanadham, 1981). Como a atmosfera apresenta uma grande variabilidade de seus componentes, como o vapor d'água, gotas de água e cristais de gelo, é muito difícil determinar o comportamento radiativo deste sistema. De qualquer forma, existem algumas equações empíricas que nos ajudam a estimar esses fluxos de radiação.

A $L\downarrow$ é seguramente a componente do balanço de radiação mais difícil de ser medida. Embora haja instrumentos para sua medida, esses emitem radiação em comprimentos de onda e intensidade comparáveis àquelas da suposta medida. No entanto, em muitas situações práticas em Meteorologia, pode-se estimar a radiação de onda longa através de variáveis mais facilmente medidas (Brutsaert, 1982). Dal Pai (2014) relata que sua medição é relativamente complexa. Por ser de natureza térmica sua medida é afetada pela temperatura do próprio aparelho de medição, fato que obriga a medida a passar por correções posteriores.

Diferentes formulações têm sido propostas para estimar a $L\downarrow$. Métodos empíricos e analíticos estimam essa radiação a partir de valores de temperatura do ar e da pressão de vapor ou ponto de orvalho, medidas a 2 m da superfície, no abrigo (Prata, 1996). Em vista disso, a utilização de equações analíticas e/ou empíricas para estimativa da incidência de ondas longas tornou-se um modo alternativo largamente utilizado. A desvantagem é que a maioria destes modelos só estimam a radiação de onda longa incidente em dias de céu claro (sem nebulosidade). Além disso, estimativas horárias, frequentemente exigidas em modelos de balanço de energia à superfície, são mais sujeitas a erros, apresentando melhor desempenho quando se considera base diária ou média de longo prazo (Von Randow e Alvalá, 2006). Salienta-se que muitos parâmetros influenciam a quantidade de energia solar em um ponto específico da superfície da terra, entre eles a nebulosidade.

O conhecimento da $L\downarrow$, por meio de aferições (séries temporais) ou por estimativas, através de modelos, é de grande valia para os estudos climáticos, balanço de energia em superfícies, e ciências térmicas. Na perspectiva do clima, Escobedo et al. (2009) relatam que a $L\downarrow$ é importante porque expressa a presença de gases do efeito estufa na atmosfera (tais como vapor d'água, dióxido de carbono e metano).

No campo agrícola, os modelos de estimativa da $L\downarrow$ contribuem para estimativas do balanço de onda longa, por meio do balanço de radiação. Na área da construção civil, o conforto térmico das edificações depende da quantidade de energia térmica trocada pelas superfícies externas dos prédios com o meio ambiente, e na engenharia térmica, os coletores e concentradores solares operam em altas temperaturas e têm consideráveis perdas térmicas porque dependem da quarta potência da temperatura (Sellers, 1965).

2.4.1. Modelagem da radiação de onda longa incidente

Apesar dos recentes avanços na tecnologia de medição, há um interesse considerável na determinação da $L\downarrow$, que é emitida pela atmosfera e pelas nuvens, a partir das medições meteorológicas disponíveis, tais como a temperatura do ar e da pressão de vapor próxima à superfície do terreno (Sugita e Brutsaert, 1993). Devido às várias incertezas na estimativa da $L\downarrow$, estudos de balanço de energia da superfície são muitas vezes difíceis de resolver (Crawford e Duchon, 1999). Estimativas precisas do balanço de radiação da superfície, que modula a magnitude dos componentes do balanço de energia da superfície (incluindo o fluxo de calor latente), dependem de boas estimativas de $L\downarrow$.

Segundo Kruk et al. (2010) a $L\downarrow$ é componente da radiação solar em superfície raramente disponíveis em estações meteorológicas. Deste modo, nas últimas décadas, têm sido desenvolvidas diversas técnicas para estimá-las, em locais onde os sensores de aferição dessas variáveis são ausentes, baseadas apenas em observações de superfície. Estes métodos têm apresentado precisão variada, e novas técnicas continuam a ser desenvolvidos em escala regional (Crawford e Duchon, 1999; Kruk et al., 2010).

2.4.2. Aplicações de modelos na radiação de onda longa incidente

Como a $L\downarrow$ é um dos componentes mais caros e difíceis de serem monitorados nas estações micrometeorológicas, é importante conhecer e avaliar as equações ajustadas para estimá-la. Várias parametrizações foram desenvolvidas para estimar a $L\downarrow$ em condições de céu claro e nublado, mas nenhuma foi adotada para uso generalizado (Kruk et al., 2010).

Muitos pesquisadores têm desenvolvido métodos simplificados para o cálculo da $L\downarrow$ para condições de céu claro, entre eles Brunt (1932) que foi o primeiro a enunciar uma equação relacionando a $L\downarrow$ com valores de temperatura do ar e da pressão de vapor de saturação, obtidos

em abrigo meteorológico, o que resulta em um coeficiente de correlação de 0,97 entre observações e estimativas.

Para céu claro em condições de atmosfera estável, Swinbank (1963) propôs uma equação para estimar L_{\downarrow} , que considera a dependência existente entre a emissividade da atmosfera e a temperatura, dependência esta explicada pelas propriedades de absorção espectral do vapor d'água e dióxido de carbono na atmosfera. Considerando medidas de L_{\downarrow} (intervalos de 5 a 15 minutos) para céu claro em condições de atmosfera estável, bem como dados de temperatura de bulbo úmido e bulbo seco medidos com um psicrômetro instalado à altura de 1,5 m, em Aspendale (Austrália).

Idso e Jackson (1969) desenvolveram um modelo para a estimativa da L_{\downarrow} onde a emissividade efetiva da atmosfera apresenta um mínimo em 0°C (273 K), que aumenta simetricamente aproximando-se de uma exponencial para temperaturas inferiores e superiores a este valor. Desta maneira, os referidos pesquisadores ajustaram os dados coletados em experimentos realizados no Alasca, Arizona, Austrália e no Oceano Índico, onde obteve um coeficiente de correlação igual a 0,992. Ressalta-se que esta formulação proposta é função apenas da temperatura do ar ao nível do abrigo. Por outro lado, Maykut e Church (1973), aplicando um modelo em função da temperatura do ar, em observações realizadas no Alasca, EUA, durante cinco anos (1962 a 1966), encontraram média de 240 W m^{-2} por ano, com uma variação de distribuição sazonal de aproximadamente 70 W m^{-2} . Foi encontrado ainda que anualmente, a superfície recebeu mais do que o dobro de radiação de ondas longas em relação à radiação de ondas curtas (744 contra $320 \text{ W m}^{-2} \text{ ano}^{-1}$).

Brutsaert (1975) desenvolveu uma parametrização de base física a partir da solução de transferência radiativa de Schwarzschild empregando algumas hipóteses simplificadoras para permitir um tratamento analítico. Ainda assim, a principal vantagem do presente resultado sobre as equações empíricas é que ela pode ser útil para determinar rapidamente ajustamentos locais na eficiência da emissividade atmosférica resultante de alterações nos parâmetros atmosféricos climáticos e simples. Similarmente, Sugita e Brutsaert (1993) realizaram estimativas de L_{\downarrow} diária em condições de céu claro, no Estado do Kansas, EUA. A expressão propostas pelos autores apresentou erro padrão menor do que 10 W m^{-2} e praticamente sem tendência. Eles ainda utilizaram cinco equações para estimar a L_{\downarrow} diárias e instantâneas (com erro padrão de $10\text{-}20 \text{ W m}^{-2}$), para dias livre de nuvens. Eles também usaram para dias com nebulosidade, onde encontram erro padrão em torno de $15\text{-}17 \text{ W m}^{-2}$.

Konzelmann et al. (1994) com a finalidade de parametrizar a radiação solar global e de ondas longas, durante os meses de verão no oeste da Groelândia, obtiveram suas parametrizações baseou-se em variáveis independentes como temperatura do ar, pressão de vapor, albedo da

superfície, a quantidade de nuvens. Esses autores estimaram a $L\downarrow$ a partir de duas equações, sendo validadas para valores instantâneos e diários. Eles encontraram uma incerteza de aproximadamente 4% (valores instantâneos) e 3% (diário) para céu claro, e de 6% (valores instantâneos) e 5% (diário), em média, para todas as condições de nebulosidade.

Prata (1996) propôs uma nova fórmula, dependente da temperatura do ar e pressão de vapor de água, para estimar a $L\downarrow$, sob condições de céu claro. O autor ainda a testou e a comparou com outras cinco fórmulas, a saber, Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Brutsaert (1975), Satterlund (1979) e Idso (1981). Em todos os casos, a nova fórmula se iguala ou supera as outras fórmulas. Ao realizar testes estatísticos, encontrou-se o valor do quadrado médio (RMS – do inglês, *root-mean square*), da nova fórmula, em torno de $\pm 12 \text{ W m}^{-2}$, quando comparado com dados medidos e calculados. Quando comparado com os dados climatológicos, a diferença da RMS fica em torno de $\pm 6,0 \text{ W m}^{-2}$. Esse resultado leva a crer que a nova fórmula funciona igualmente bem em regiões polares, de médias latitudes ou ambientes tropicais, ao passo que alguns das outras fórmulas empíricas examinadas apresentam um desempenho insatisfatório sob certas condições atmosféricas. Esse autor ainda menciona que há uma preocupação com todas as fórmulas quando usadas em baixas pressões de vapor e temperaturas do ar (ou seja, as regiões polares), nessas condições fórmula alguma apresenta bons resultados. Ele também cita que fazer medições precisas, nesse extremo, é uma tarefa difícil.

Crawford e Duchon (1999) aperfeiçoaram duas técnicas para o cálculo da emissividade atmosférica no uso na estimativa de $L\downarrow$, com dois conjuntos de dados. A primeira, com dados da *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM) num período de 1 ano, utiliza uma variação sinusoidal anual em condições de céu claro. No qual resultou um erro médio (viés) de $-9,0$ a $4,0 \text{ W m}^{-2}$ e de 11 a 22 W m^{-2} na Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ). Para os dados do *Field Experiment* (FIFE), o erro médio ficou abaixo de 15 W m^{-2} e a REMQ foi inferior a 12 W m^{-2} , dados esses que abrangeram os quatro meses da estação quente do verão de 1987. A segunda melhoria utilizou do método objetivo para determinar a fração de nuvem usando a radiação solar observada e modelada, para céu claro.

Correia (2000) realizou estudos com dados de uma área mista da agricultura na Amazônia, durante a estação seca de 1999. Avaliou que a $L\downarrow$ variou de 410 W m^{-2} a 580 W m^{-2} no período estudado, com os valores mais baixos/altos observados nos dias com maior nebulosidade/céu claro, respectivamente. Essa variação ocorre em virtude do vapor d'água da atmosfera. Nas primeiras horas do dia, os valores da radiação de onda longa emitida pela atmosfera para períodos de céu claro e nublados apresentaram valores similares. Ao analisar o desempenho de algumas formulações para estimativa da $L\downarrow$ na área de policultivo, usando coeficientes originais, notou-se que as equações de Brunt (1932); Swinbank (1963); Idso e Jackson (1969); Brutasert

(1975) e Satterlund (1979) subestimaram os valores, quando comparados aos registros medidos. O que pode conduzir a erros substanciais na estimativa da energia integrada do saldo de radiação, bem como indicam que os coeficientes destas formulações são específicos para as condições ambientais para os quais foram desenvolvidos.

O referido autor realizou um ajuste local dos coeficientes das equações empíricas para estimativa da $L\downarrow$. E concluiu que, com exceção da equação ajustada de Swinbank (1963), as demais apresentaram subestimativas nas primeiras horas do dia. As equações ajustadas de Swinbank (1963) (função da temperatura do ar), de Brunt (1932) e de Brutsaert (1975) (função da pressão de vapor e da temperatura do ar) apresentaram coeficientes de correlação idênticos (0,80), enquanto as ajustadas de Satterlund (1979) e de Idso e Jackson (1969) apresentaram valores inferiores, respectivamente 0,75 e 0,69, apesar de apresentarem desvios médios quadráticos menores que os de Brunt (1932) e de Brutsaert (1975). Em compensação, a discriminação entre as cinco formulações consideradas, avaliadas a partir do algoritmo de Box e Hill, indicou que a melhor parametrização ajustada foi a de Idso e Jackson (1969), seguindo-se, respectivamente, as de Swinbank (1963), de Satterlund (1979), de Brutsaert (1975) e de Brunt (1932).

Valores subestimados também foram observados por Culf e Gash (1993), para a região da Nigéria, por Mendonça et al. (1996) para Santo Antônio de Leverger, Mato Grosso, e por Galvão (1999) para área de pastagem em Ji-Paraná, Rondônia.

Em um estudo similar, Cássia-Silva (2002), com equações ajustadas para dias em condições de céu claro, usando dados oriundos do Pantanal em Mato Grosso do Sul, na região central do Brasil, avaliou o desempenho de sete diferentes formulações para a estimativa de $L\downarrow$, sendo as cinco usadas por Correia (2000) com o adendo das fórmulas de Idso (1981) e Prata (1996), considerando apenas os dias de céu claro dos anos de 1999 (8) e 2000 (16). De modo geral, as estimativas de $L\downarrow$ obtidas a partir destas formulações para dados de 1999 concordaram razoavelmente com os valores de $L\downarrow$ medida, apesar de seus coeficientes serem específicos para as condições ambientais dos locais para os quais foram desenvolvidos.

Em outro estudo, efetuou-se um ajuste nos coeficientes das equações para a região estudada, determinou-se que as equações ajustadas de Brunt (1932), de Brutsaert (1975) e de Prata (1996), cujas emissividades são dependentes da pressão de vapor em todas elas e da temperatura nas duas últimas, geraram os maiores coeficientes de determinação (0,966). Cita ainda, que as parametrizações de Brutsaert (1975) e a de Prata (1996) devem ser preferencialmente utilizadas, uma vez que ela é derivada a partir de uma base física. Igualmente, estas parametrizações supracitadas, foram validadas com dados do ano 2000, tendo sido gerados resultados que menos se aproximam dos valores medidos, o que indica que as equações ajustadas

para o ano de 1999 são mais representativas da região de estudo com aerossóis de queimadas e condições secas do solo.

Assim sendo, ajustaram-se as equações para os dados de 2000, tendo a formulação de Prata (1996) apresentado o menor desvio quadrático médio. Com a aplicação do algoritmo de Box e Hill, o melhor modelo para os dados de 2000 é o de Idso (1981) para dados a cada meia hora e o de Brunt (1932) para dados horários.

Com dados de um sítio experimental em Ponta Grossa, no Estado do Paraná, no Sul do Brasil, Duarte et al. (2006) ajustaram equações para os dias de céu claro e dias nublados. Todas as parametrizações testadas, em dias de céu claro, mostraram uma tendência de superestimar a $L\downarrow$. A fórmula que mostrou melhor desempenho foi a de Brutsaert (1975). Já as fórmulas de Idso e Jackson (1969) e de Swinbank (1963) apresentaram os piores resultados, isso de deve, segundo os autores, porque não empregam dados de pressão de vapor da superfície, mas apenas a temperatura do ar. Para dias com céu nublado, as melhores parametrizações foram de Jacobs (1978) e de Crawford e Duchon (1999). As fórmulas propostas por Duarte et al. (2006) ofuscam os fortes efeitos sazonais. Eles ainda encontraram alguns erros em seus resultados, atribuídos a valores de coberturas de nuvens que podem não ser totalmente compatíveis com as formulações originais.

A equação ajustada por Kruk et al. (2010), com os dados observados de uma estação micrometeorológica em Sertãozinho, São Paulo, apresentou os melhores índices de ajuste quando comparado com as demais equações, onde encontraram bons ajustes para a maior parte do dia, exceto perto do amanhecer e pôr do sol, seguido de noturno. Realizando análise sazonal, mostrou que as regressões lineares de quadrados mínimos resultaram em coeficientes estatisticamente iguais aos encontrados para o período completo, tanto seco quanto chuvoso.

Kruk et al. (2010) avaliaram as equações ajustadas para dias de céu claro propostos pela Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Idso (1981), Brutsaert (1975), Sugita e Brutsaert (1993) e Duarte et al (2006). Os três últimos apresentaram melhores ajustes com os dados observados. Testou-se, ainda, as equações de Jacobs (1978), Maykut e Church (1973), Sugita e Brutsaert (1993), Konzelmann et al. (1994), Crawford e Duchon (1999) e duas formulações propostas por Duarte et al. (2006), para todas as condições de nebulosidades, sendo que o melhor desempenho foi de Maykut e Church (1973).

Em um sítio experimental, num pomar de bananeiras, na região semiárida do Nordeste do Brasil, Santos et al. (2011) ajustaram uma equação para essa região, utilizando dados observados de pressão de vapor e temperatura do ar, utilizadas para estimar a energia de ondas longas incidentes. Os citados autores obtiveram um bom desempenho. Deste modo, compararam o desempenho deste modelo através de índices estatísticos, onde apresentaram o menor erro médio

(viés), raiz do erro médio quadrático, erro absoluto médio (EAM) e erro relativo percentual médio (ERPM). Onde o modelo proposto mostrou erros inferiores a 1,0%, em comparação com os valores medidos durante o dia e à noite.

Carrilho et al. (2013) realizaram uma análise com 107 modelos analíticos e empíricos, nos meses de junho e julho; e outubro e novembro de 2009, para estimativa de $L\downarrow$, no Cerrado Matogrossense, considerando a cobertura de céu nas condições de céu claro, parcialmente nublado e nublado. E os modelos que apresentaram os melhores índices estatísticos e, portanto, aqueles que melhor se adaptaram a região de estudo, para o período estudado foram, respectivamente, Viswanadham e Ramanadham (1970), Idso e Jackson (1969) e Bignami et al. (1995) e após a parametrização os modelos de: Bárbaro et al. (2010); Aubinet (1994) e Andreas e Ackley (1982).

2.5. Ondeletas e suas aplicações em meteorologia

A origem da transformada em ondeletas foi datada em 1910 pelo físico Alfred Haar. Entretanto, só foi formalizada na penúltima década do século XX por Jean Morlet, com análises de dados sísmicos (Morlet, 1983). A partir daí foi desenvolvida uma nova forma de decomposição de funções, fundamentada na teoria de grupos e representações quadráticas integráveis, denominada transformada em ondeleta (*wavelet transform*).

A transformada em ondeletas (doravante TO) é uma transformação linear com capacidade de analisar processos não estacionários para extrair informações sobre variações de frequências e detectar suas estruturas temporalmente (ou espacialmente) localizadas. Sua análise está se tornando uma ferramenta comum para análise de variações localizadas do espectro de energia de uma série temporal (ST) de uma determinada variável (Torrence e Compo, 1998). Segundo Morettin e Toloí (2006), uma série temporal é definida como um conjunto de observações ordenadas em intervalos de tempo equidistantes, e que podem apresentar uma dependência serial entre elas.

Farge (1992) demonstra de forma distinta que a Análise de Fourier (AF) tradicional não é viável na observância de fenômenos que possuem sinais não-estacionários ou mesmo aqueles em que o sinal sofre variações bruscas de frequência. Entende-se como não-estacionária a uma ST em que, momentos estatísticos, tais como, “médias” e “variâncias”, para diferentes intervalos de período constante, apresentam-se estatisticamente distintos. Caso contrário, assume-se que a série é estacionária.

Bolzan (2004) descreve que na transformada de Fourier a função base possui suporte igual a toda extensão do eixo real, ou seja, cada função base decai a zero somente nos limites $\pm\infty$. No entanto, se a base possuir suporte limitado, decaindo para zero muito rapidamente, a melhor

maneira de cobrir todo o eixo dos reais é através de translações da função base ao longo do eixo real. Ainda de acordo com Bolzan (2004) cada função base (as exponenciais complexas) na transformada de Fourier é obtida a partir de simples dilatações na frequência. Portanto, reunindo as propriedades: dilatação e translação, em um único protótipo de função base, obtêm-se as chamadas funções ondeletas, onde as dilatações e as translações são dadas por duas variáveis nomeadas a e b , respectivamente.

Novas técnicas matemáticas e estatísticas têm sido desenvolvidas e estabelecidas na literatura com a finalidade de fornecer ferramentas para a caracterização de regimes não lineares associadas à natureza das variáveis atmosféricas e do meio ambiente (Weng e Lau, 1994; Barbosa et al., 2005; Vitorino et al., 2006). A TO se tornou uma ferramenta comum, para a análise de variações locais de energia dentro de uma série temporal, pela decomposição da mesma, em tempo-frequência. Ela é capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade e esses modos variam no decorrer do tempo (Barbosa e Blitzkow, 2008).

Nas últimas décadas, a TO tem sido empregada em vários estudos na meteorologia e geofísica, como em frentes frias nos EUA (Gamage e Blumen, 1993), convecção tropical próxima às montanhas de Java, Indonésia (Weng e Lau, 1994), El-Niño Oscilação Sul (ENOS) no Pacífico tropical (Gu e Philander, 1995), estruturas coerentes em fluxos turbulentos (Farge, 1992) e turbulência atmosférica (Rodrigues-Neto et al., 2001).

Com o objetivo de analisar a variabilidade interanual e o ciclo anual da TSM na região equatorial do Oceano Pacífico, Gu e Philander (1995) empregaram a TO em dois conjuntos de dados, um atmosférico e outro oceânico, no período de 1870 a 1988. Seus resultados indicaram que a amplitude do ENOS foi grande no período de 1885 a 1915, pequena entre 1915 a 1950 e aumentou abruptamente após 1960. Por outro lado, Torrence e Compo (1998) constituíram um guia prático para análise através da TO, em que são apresentados exemplos obtidos de séries temporais das oscilações do ENOS. Esse guia abrange uma comparação do método com a Transformada de Fourier de curta duração (TF), a escolha da função Ondeleta apropriada, os efeitos de borda devido ao comprimento finito das séries temporais e a relação entre as escalas em Ondeletas e a frequência de Fourier.

Um estudo sobre dados turbulentos de resposta rápida da velocidade do vento e da temperatura do ar foi realizado por Bolzan (1998) na Reserva de Passo do Lontra, município de Miranda, no Pantanal Sul Mato-Grossense, que utilizou método das covariâncias para estimar os fluxos turbulentos de momentum e de calor sensível. Aplicou-se a TO para separar a média da flutuação turbulenta e para detectar e visualizar estruturas coerentes nos campos de velocidade do vento e de temperatura do ar. Os resultados mostraram um comportamento diferente para as estruturas coerentes térmicas e mecânicas, salvo em condições muito próximas da neutralidade.

Jevrejeva et al. (2003) utilizaram a análise em ondeletas para avaliar a variabilidade das séries temporais em condições do gelo no mar Báltico. Utilizaram ainda a Transformada cruzada em Ondeletas para a série temporal, para indicar os momentos de maior variação em condições de gelo. Também foi usada a Coerência em ondeletas, para mostrar ligações em fase entre a circulação atmosférica tropical como no Ártico e também com condições de gelo no mar Báltico.

Campanharo et al. (2005) estudaram séries temporais de turbulência na camada limite atmosférica da floresta amazônica em Rondônia, com o objetivo de determinar componentes das séries temporais por um conjunto de equações diferenciais não lineares. Para mostrar a existência, em uma das séries estudadas, de uma componente com características de dinâmica caótica (determinísticas) eles utilizaram o método das coordenadas de atraso temporal, em que realizaram a escolha do tempo de atraso utilizando-se da função de autocorrelação.

Cruz (2008), analisando a concentração de CO₂ e sua relação com a velocidade do vento na direção longitudinal e vertical e também com a umidade específica, conseguiu realizar a decomposição da concentração de CO₂, através da Ondeleta de Haar. Por outro lado, Furon et al. (2008), examinando as emissões de N₂O e fluxos de CO₂, demonstraram a eficácia do uso de análise em ondeletas como uma ferramenta para investigar as relações temporais nas emissões de gases de efeito estufa.

Moura e Vitorino (2012), em estudo da variabilidade espacial e temporal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) nas cidades de Belém (Brasil), Jakarta (Sudeste da Ásia) e Nairóbi (Leste da África), aplicaram a ondeleta de Morlet, nas séries temporais de precipitação diária observada e radiação de onda longa (ROL) para o período de 1999 a 2008. Os autores notaram que Belém apresenta maior regularidade na quantidade da chuva anual e sazonal, com relação à Jakarta e Nairóbi. No entanto, ROL em Belém e Nairóbi apresentam maior intensidade nas oscilações em torno de 12 meses (anual) e também que as oscilações de múltiplas escalas de precipitação em Belém e Jakarta apresentam semelhantes escalas relacionadas aos mecanismos moduladores da chuva local, inclusive o ciclo anual marcado, durante todo o período, logo as oscilações de precipitação nas escalas em torno de 60 (5 anos), 3 a 2 meses, em Jakarta, aparecem semelhantes a Belém.

Araújo (2013) realizou análises e observações, através da aplicação da TO, na dinâmica da variabilidade climática da precipitação e da vazão sobre o Nordeste brasileiro (NEB). Concluíram que as ferramentas estatísticas foram de extrema utilidade para o conhecimento da climatologia do NEB e mostraram quais possíveis eventos da variabilidade climática exercem maior influência sobre a pluviometria e fluviometria regional e local.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Descrição da área de estudo

Os dados desta pesquisa foram medidos por equipamentos instalados em torre micrometeorológica pertencente ao Experimento de Grande Escala da Biosfera Atmosfera na Amazônia (LBA), em Manaus, Amazonas, que é centrado nas coordenadas geográficas 2°36'32,67''S, 60°12'33,48''W, 130 m altitude, e fica localizado na Reserva Biológica do Rio Cuieiras (aproximadamente 100 km à Noroeste de Manaus). Essa área é de 230 km² de floresta primária e é gerida pelo Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA) e apresenta uma variação significativa de ondulações topográficas compreendendo vales, platôs e encostas, além de diferente tipologia florestal entre essas superfícies. Estima-se que a área seja composta por 31% de platôs, 26% de encostas (“slope areas”) e 43% de vales (Rennó et al., 2008). Maiores detalhes sobre a área experimental foram descritas por Araújo et al. (2002), Waterloo et al. (2006) e Tomasella et al. (2008). A Figura 1 exhibe a localização do sítio experimental com destaque para a reserva do rio Cuieiras, próxima a cidade de Manaus, Amazonas.

A precipitação acumulada média anual é de aproximadamente 2400 mm e a temperatura média do ar variam entre 26,8 °C (abril) e 28,8 °C (setembro). O período mais úmido se estende de dezembro a maio, sendo que os meses de março e abril excedem os 300 mm, e o período mais seco, de junho a outubro, época em que a precipitação é inferior a 100 mm mês⁻¹ (Tomasella et al., 2008). De acordo com Fisch et al. (1998) existem três mecanismos de macro e mesoescalas que determinam a precipitação na região: convecção diurna, resultante do aquecimento da superfície e as linhas de instabilidade que se propaga de N-NE para o interior, a partir da costa do Atlântico, e de mesoescala e convecção agregado em grande escala associada a sistemas frontais de S-SE.

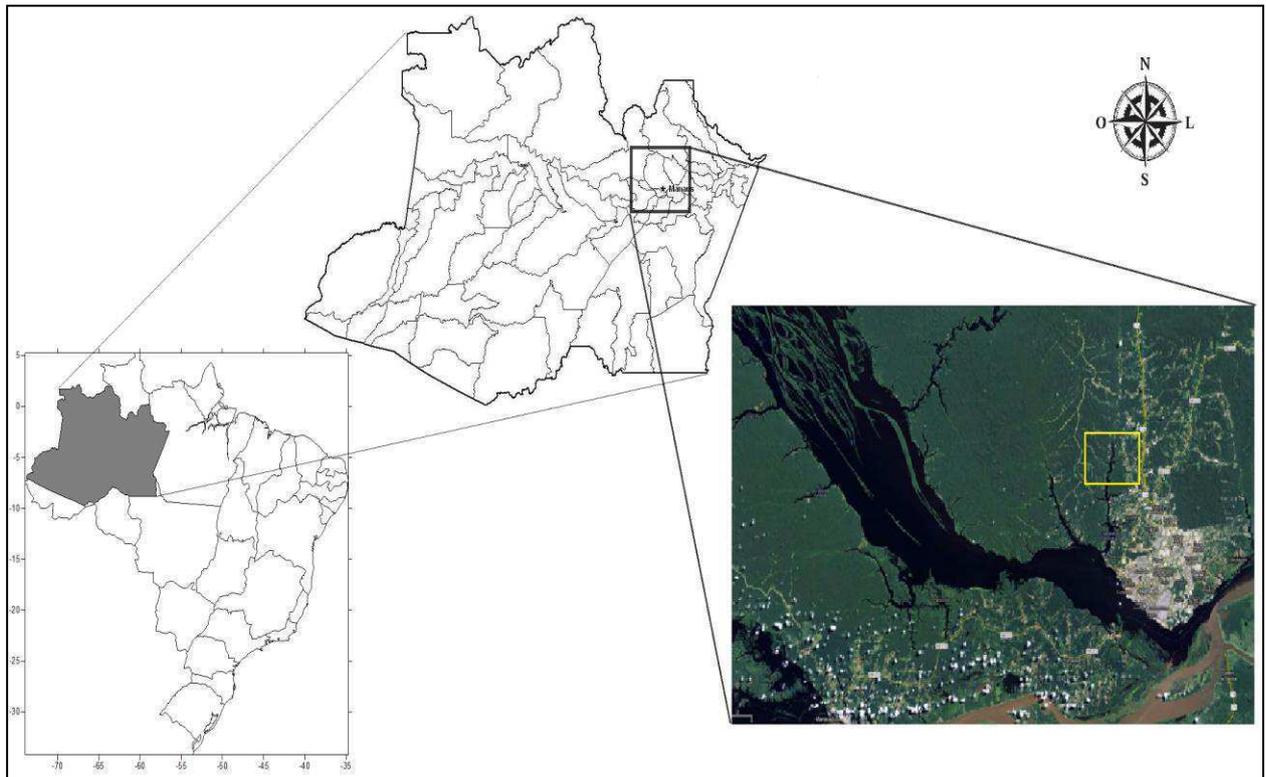


Figura 1. Localização do sítio, em destaque a reserva do rio Cuieiras, pertencente ao INPA, próxima a cidade de Manaus, Amazonas.

3.2. Instrumentação e observações

As observações de campo foram realizadas na torre, conhecida como K34, que se localiza no platô, na Amazônia central. De acordo com Araújo et al. (2002), a torre foi erguida em 1999, composta de seções de alumínio com dimensões de 1,5 m x 2,5 m, com 53 m de altura e 15 m acima das copas das árvores. Os sensores e as alturas das medidas estão listados na Tabela 1.

Tabela 1. Lista dos elementos, instrumentos e níveis das medições das variáveis utilizadas, instaladas na torre K34, na Reserva do rio Cuieiras (ZF-2).

Parâmetros	Instrumentos	Nível (m)
Onda curta incidente e refletida	Saldo Radiômetro da Kipp & Zonen CNR1	44,6
Onda longa incidente e emitida	Saldo Radiômetro da Kipp & Zonen CNR1	44,6
Umidade Relativa do ar	Vaisala HMP45C	51,1
Precipitação	Sensor de precipitação ARG-100	51,35
Temperatura do ar	Vaisala HMP45C	51,1

Todos os sensores foram conectados a um *datalogger* (CR3000, *Campbell Scientific*, Utah, USA) programado para efetuar medidas a cada 30 segundos e registrar médias a cada 30 minutos, durante o período de 01 de janeiro a 31 de dezembro de 2009, as quais foram armazenadas em cartões de memória. Para este estudo considerou-se as estações seca e chuvosa conforme Tomasella et al. (2008).

Os valores de radiação de onda longa incidente foram mantidos com base nas informações obtidas por Bastable et al. (1993) os quais encontraram medias de $416,1 \text{ W m}^{-2}$; Correia (2000) com média de 462 W m^{-2} , com variação de 410 W m^{-2} a 580 W m^{-2} e Moura (2001) 452 W m^{-2} , e registros absolutos de $393,0 \text{ W m}^{-2}$ (mínimo) e 475 W m^{-2} (máximo), com fluxos médios diários da ordem de $431,8 \text{ W m}^{-2}$. Isto é, os dados que apresentarem fora desses limiares consideram-se fisicamente inconstantes, assim, decidem-se pela rejeição dos mesmos, pois são declarado errôneos.

3.3. Modelos paramétricos

Embora existam instrumentos para mensurar a densidade do fluxo de radiação de onda longa incidente, ainda há dificuldades em obtê-la. Todavia, sua estimativa se mostra eficiente quando baseada em observações facilmente medidas (Brutsaert, 1982), como por exemplo, temperatura e umidade relativa do ar.

Os modelos de estimativa são uma alternativa de grande importância, pois podem ser utilizados em projetos de simulação do fluxo de radiação solar, e suas componentes, em outros locais de características climáticas similares que podem auxiliar na calibração dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs). Isto é, modelos requerem parametrizações realísticas de muitos processos de superfície (como a partição de energia), que são características importantes na determinação dos campos de temperatura, de vento, de umidade e de precipitação (Galvão e Fisch, 2000).

3.3.1. Modelos simples da radiação de ondas longas incidente

3.3.1.1. Condições de céu claro

Para estimar a densidade do fluxo de radiação de onda longa incidente da atmosfera (W m^{-2}), em condições de céu claro, foi utilizada a equação de Stefan–Boltzmann:

$$L \downarrow = \varepsilon_a(T_a, e_a) \sigma T_a^4 \quad (1)$$

em que T_a é a temperatura do ar próximo à superfície terrestre [K], e_a é a pressão do vapor d'água (mb) e ε_a é a emissividade atmosférica em condições de céu claro e σ ($= 5,67051 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) é a constante de Stefan–Boltzmann.

A Equação 1, que procedeu da lei de Stefan-Boltzmann, é válida para a radiação emitida por um corpo cinzento (em que a emissividade do mesmo é constante e sempre inferior a 1) à temperatura uniforme, é um pretexto razoável que ε_a seja constante. Como o $L\downarrow$ é resultado de uma série de emissões e absorções de ondas longas na atmosfera, onde a temperatura e umidade apresentam pequenas variabilidades climáticas (Duarte et al., 2006).

Para estimativas da densidade do fluxo de radiação de onda longa atmosférica, em condições de céu claro, serão empregados os seguintes métodos analíticos e empíricos apresentadas na Tabela 2. Por estes utilizarem apenas variáveis facilmente medidas, como por exemplo, temperatura do ar e umidade relativa, além de serem bastante utilizadas na literatura.

Tabela 2. Parametrizações para o cálculo da radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$), em condições de céu claro, fundamentados na temperatura do ar, T_a (K), pressão de vapor d'água, e_a (mb), e $\xi = 46,5(e_a/T_a)$. O sufixo “a” indica “atmosfera”.

Autores	Equações	Nº
Brunt (1932)	$L\downarrow = [0,065(e^{0,5}) + 0,52]\sigma T_a^4$	(2)
Swinbank (1963)	$L\downarrow = [9,2 \times 10^{-6}]\sigma T_a^6$	(3)
Idso e Jackson (1969)	$L\downarrow = [1 - 0,261 \exp(-7,77 \times 10^{-4}(273 - T_a)^2)]\sigma T_a^4$	(4)
Brutsaert (1975)	$L\downarrow = [1,24 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,1429}]\sigma T_a^4$	(5)
Idso (1981)	$L\downarrow = [0,70 + 5,95 \times 10^{-7} e_a \exp\left(\frac{1500}{T_a}\right)]\sigma T_a^4$	(6)
Sugita e Brutsaert (1993)	$L\downarrow = [0,714 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,0687}]\sigma T_a^4$	(7)
Prata (1996)	$L\downarrow = \{1 - (1 + \xi) \exp[-(1,2 + 3\xi)^{0,5}]\}\sigma T_a^4$	(8)
Duarte et al. (2006)	$L\downarrow = [0,625 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,131}]\sigma T_a^4$	(9)
Kruk et al. (2010)	$L\downarrow = [0,576 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,202}]\sigma T_a^4$	(10)

3.3.1.2. Condições de céu nublado

Modelos empíricos podem funcionar bem em casos de céu claro, especialmente em condições climáticas similares àqueles para os quais eles foram obtidos. Entretanto, a presença de nebulosidade diminui acentuadamente o desempenho desses modelos, a menos que correções sejam feitas. Por esse motivo, diversos autores propuseram ajustes nas equações para estimar o fluxo de radiação de onda longa em condições de céu nublado (Tabela 3), baseada na equação da radiação solar de céu claro.

Tabela 3. Parametrizações para o cálculo da radiação de onda longa incidente em condições de céu nublado ($L \downarrow_c$). A fração de cobertura de nuvens é expressa por “c”.

Autores	Equações	Nº
Maykut e Church (1973)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 + 0,22c^{2,75})$	(11)
Jacobs (1978)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 + 0,26c)$	(12)
Sugita e Brutsaert (1993)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 + 0,0496c^{2,45})$	(13)
Konzelmann et al. (1994)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 - c^4) + 0,952c^4 \sigma T_a^4$	(14)
Crawford e Duchon (1999)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 - c) + c \sigma T_a^4$	(15)
Duarte et al. (2006)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 + 0,242c^{0,583})$	(16)
Duarte et al. (2006)	$L \downarrow_c = L \downarrow (1 - c^{0,671}) + 0,990c^{0,671} \sigma T_a^4$	(17)

Todas as equações utilizadas neste trabalho, para condições de céu nublado, são provenientes das seguintes formas gerais:

$$L \downarrow_c = L \downarrow (1 + \alpha c^\beta) \quad (18)$$

$$L \downarrow_c = L \downarrow (1 - c^\mu) + \nu c^\mu \sigma T^4 \quad (19)$$

onde α , β , μ e ν dependem das características de nebulosidade.

Em condições de nebulosidade, as estimativas dos fluxos de radiação de ondas longas, estão sujeitas à correções empíricas que dependem principalmente da cobertura total de nuvens (Niemelä et al., 2001). Então, para determinar a fração de cobertura de nuvens (c), foi utilizada a equação proposta por Crawford e Duchon (1999):

$$c = 1 - \frac{R_s}{R_o} \quad (20)$$

em que R_s é a radiação solar incidente à superfície medida ($W m^{-2}$) e R_o é a radiação solar no topo da atmosfera ($W m^{-2}$).

Para a estimativa da R_o , foi empregada a expressão proposta por Iqbal (1983) onde R_o é estimada em função da constante solar ($S_o = 1367 W m^{-2}$), fator de correção de excentricidade da órbita da Terra (E_o), latitude local (φ), declinação solar (δ) e ângulo zenital (Z):

$$R_o = S_o * E_o * \cos Z \quad (21)$$

sendo E_o expresso:

$$E_o = 1 + 0,033 * \cos ((2*\pi*dn)/365) \quad (22)$$

o qual dn o dia do ano correspondente ao calendário Juliano (1 a 365).

Para o ângulo zenital solar (Z), que consiste no ângulo entre o vetor que liga os centros da Terra e do Sol e o zênite local, onde foi utilizada a seguinte expressão:

$$\cos Z = \sin \varphi * \sin \delta + \cos \varphi * \cos \delta * \cos h \quad (23)$$

em que, φ latitude local (para este caso é $2^{\circ}36'32,67''S$), δ é a declinação solar, expressa em graus, que é considerada a latitude (celeste) que, aparentemente, se encontra o Sol, podendo variar de 0° a $\pm 23^{\circ}27'$ ao longo do ano, sendo positiva no Norte e negativa no Sul, onde pode ser calculada com a seguinte expressão:

$$\delta = 23,45 * \sin[360/365*(284+dn)] \quad (24)$$

O ângulo horário h , que é uma medida indicativa da posição do astro no sistema equatorial horário de coordenadas, sendo os valores positivos atribuídos para antes e os negativos após o meio dia solar, e obrigatoriamente igual à zero neste horário (Plana-Fattori e Ceballos, 2009), sendo seus valores horários obtidos com a seguinte equação:

$$h = (hora - 12) * 15 \quad (25)$$

3.4. Parâmetros calculados

3.4.1. Pressão de vapor d'água

Uma vez que as condições da atmosfera, assim como seus constituintes, principalmente o vapor d'água, influenciam fortemente na quantidade de radiação de onda longa atmosférica que é emitida para a superfície da Terra. Visto que, é necessário o cálculo deste parâmetro, como alguns modelos requer esta informação, para a estimativa no fluxo de onda longa incidente.

Diante disso, determinou-se a pressão de saturação de vapor da água (e_s) utilizando a equação proposta por Tetens (1930), para temperatura maior ou igual a 0 °C:

$$e_s = 6,108 \times 10^{\left(\frac{7,5 T_a}{237,3 + T_a}\right)} \quad (26)$$

em que, T_a é a temperatura do ar, em °C, e e_s é a pressão de saturação do vapor d'água, expressa em milibar (hPa). A pressão parcial de vapor (e_a), por sua vez, foi calculada pela seguinte equação:

$$e_a = \frac{UR e_s}{100} \quad (27)$$

visto que e_a é expressa em hPa e UR é a umidade relativa do ar, em %.

3.4.2. Índice de claridade

Na estimativa do índice de claridade (k_t) utilizou-se a relação entre R_s , medida por piranômetros instalados em superfície e a radiação solar no topo da atmosfera (R_o). Esse índice é de grande interesse para a análise da radiação solar (global, difusa e direta), pois de acordo com a quantidade de nuvens haverá aumento ou redução dessas radiações (Tavares, 2005).

Assim, dias em que os valores desta razão forem inferiores a 0,35 serão considerados nublados, e aqueles em que os valores foram superiores a 0,50 serão considerados como dia de céu claro. Em conformidade empregado por Culf et al. (1995), Galvão e Fisch (2000) e Souza-Filho et al. (2006) na região Amazônica.

$$k_t = \frac{R_s}{R_o} \quad (28)$$

3.5. Índices estatísticos

Foi realizada uma análise dos modelos a partir do cálculo de índices estatísticos: o erro médio (viés), Equação (29), que avalia se o modelo superestima (viés positivo) ou subestima (viés negativo) os valores observados. O cálculo da Raiz do Erro Quadrático Médio (REQM), dado pela Equação (30), cujo objetivo é elucidar a dimensão do erro de uma determinada estimativa. Ressalta-se que o valor zero indica uma estimativa perfeita e este valor aumenta conforme aumenta a diferença entre os valores estimados e medidos, sendo mais sensível a valores extremos. O índice “d” de Willmott, chamado também de índice de concordância de Willmott, Equação (31), determina a exatidão do método e indica o grau de afastamento dos valores estimados em relação aos valores observados. Esse índice varia de 0, para nenhuma concordância, a 1, para uma concordância perfeita. Valores de d acima de 0,75 são considerados satisfatórios. Sua vantagem é descrever as variações proporcionais de duas variáveis, fazendo distinção entre tipo e magnitude de possíveis covariâncias, diferentemente do índice de correlação (r) e do coeficiente de determinação (r^2) que não fazem distinção.

Os parâmetros definidos no parágrafo anterior são obtidos pelas seguintes equações:

$$\text{VIES} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i) \quad (29)$$

$$\text{REQM} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2} \quad (30)$$

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|y'_i| + |x'_i|)^2} \quad (31)$$

em que n é o número de dados da amostra, y_i refere-se aos valores estimados, x_i aos valores medidos, $x'_i = x_i - \bar{x}$, $y'_i = y_i - \bar{y}$, são os desvios em relação a média e a barra acima da variável equivale ao valor médio da variável (Willmott, 1981, 1982).

A utilização conjunta dos indicadores estatísticos erro médio, REQM e do índice de ajustamento “d”, é a alternativa adequada para validação de modelos estatísticos, pois permite análise simultânea do desvio da média, identificando a ocorrência de sub ou superestimativa, espalhamento e ajustamento do modelo em relação às medidas (Gomes, 2006).

3.6. Transformada em ondeletas

O termo ondeletas é uma função eficiente de decompor e representar uma série temporal em escalas de tempo e frequência. A decomposição de uma série temporal é conhecida como transformada em ondeletas (TO), que a decompõe em forma de pequenas ondas geradas por dilatações, $\psi(t) \rightarrow \psi(2t)$, e translações, $\psi(t) \rightarrow \psi(t+1)$, de uma função base geradora simples $\psi(t)$, a ondeleta-mãe. Enquanto a transformada de Fourier (TF) decompõe a série temporal dentro de senos e cossenos de comprimento infinito, descartando todas as informações de tempo e de localização, além de ser analisado, de forma direta, por um espectro. Essas ondas podem ser expressas com uma função da posição no tempo e na escala, que estão relacionados com a frequência. Define-se ondeletas como:

$$\psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (32)$$

o qual $\frac{1}{\sqrt{s}}$ é o fator de normalização de energia para cada ondeleta.

A posição temporal da função ondeleta ocorre em razão à mesma ser definida em um intervalo finito, quer dizer, quando a escala s na Equação 32 dilata a função ondeleta dessa escala fica localizada em um intervalo (janela temporal) de comprimento cada vez menor, determinando a localização temporal do sinal analisado para a respectiva escala s . A localização em frequência da ondeleta-mãe se deve ao fato da TF da função ondeleta poder ser interpretada como um filtro passabanda, ou seja, a TF da ondeleta base em uma determinada escala s indica a energia para aquele período e, portanto, sua referida frequência, em outras palavras, a energia de uma determinada ondeleta filha.

A TO envolve uma operação linear que pode ser utilizada na análise de sinais não-estacionários para extrair informações das variações em frequência dos mesmos e para detectar estruturas localizadas no tempo ou espaço (Araújo, 2013).

Para Bruce e Gao (1996), Percival e Walden (2000) e Gençay et al. (2002) a ondeleta mãe (ψ_i) dispõe de algumas condições: Deve ter média igual a zero (Equação 40); e deve ter energia unitária (Equação 41), as quais são expressas matematicamente da seguinte maneira:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (33)$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi^2(t) dt = 1 \quad (34)$$

o que significa que $\psi(t)$ é limitado a um intervalo de tempo; e deve também satisfazer a condição de admissibilidade de forma que a transformada seja determinada:

$$0 < C_\psi = \int_0^{+\infty} \frac{|\hat{\psi}(\omega)|^2}{\omega} d\omega < +\infty \quad (35)$$

em que $\hat{\psi}(\omega)$ é a transformada de Fourier de $\psi(t)$, isto é:

$$\hat{\psi}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) e^{-t\omega} dt \quad (36)$$

Esta condição permite-nos reconstruir uma serie temporal $x(t)$, a partir de uma TO contínua, $W_x(\tau, s)$. Assim, recupera-se $x(t)$ da sua TO através da seguinte maneira:

$$x(t) = \frac{1}{C_\psi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left[\int_{-\infty}^{+\infty} \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) W_x(\tau, s) d\tau \right] \frac{ds}{s^2} \quad (37)$$

A TO contínua de uma série temporal $x(t)$ com relação a $\psi(t)$ é dado:

$$W_x(\tau, s) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi_{\tau, s}^*(t) dt = \frac{1}{\sqrt{s}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi^*\left(\frac{t-\tau}{s}\right) dt \quad (38)$$

sendo * o complexo conjugado. Para a descrição da serie temporal, $x(t)$, $t=1, \dots, N$ têm-se:

$$W_x(\tau, s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \sum_{t=1}^N x(t) \psi^*\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (39)$$

Esta deve ser quadraticamente integrável dentro de um intervalo de tempo real ou espaço, isto é, deve apresentar energia finita. A imposição de que a sua energia média seja zero, constitui apenas uma das condições de admissibilidade da função base. Esse tipo de ondeleta é complexa e possui características semelhantes àquelas do sinal meteorológico que se deseja analisar, tais como simetria ou assimetria, e variação temporal brusca ou suave. Conforme encontrado na literatura, este é um critério para escolha da função ondeleta (Weng e Lau, 1994).

Deste modo, Grinsted et al. (2004) definiram a TO função ondeleta de Morlet como consecutivos filtros passabanda usados às series temporais onde a escala é linearmente relacionada com o período do filtro.

A função ondeleta de Morlet, usada neste trabalho, é dada pela seguinte equação:

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2} \quad (40)$$

onde $e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2}$ é uma exponencial modulada por Gaussiana, ω_0 é a frequência adimensional e igual a 6, de modo a satisfazer à condição de admissibilidade (Farge, 1992; Grinsted et al., 2004) e t é o tempo.

Apesar da divergência de qual a melhor função ondeleta a ser utilizada. Amiúde, a função ondeleta a ser utilizada é aquela que apresenta um formato característico próximo dos perfis encontrados na série temporal. Desse modo, para esta análise, será aplicada a função ondeleta de Morlet, que é bastante útil para analisar as várias frequências pertencentes ao sistema e mostrar uma relação entre tempo e frequência, indicando, por exemplo, quais as escalas que apresentam maiores variabilidades (energia) (Bolzan, 2004). Essa função também é a mais adequada à captação de sinais atmosféricos com características simétricas e assimétricas de maneira contínua ao longo do tempo (Daubechies, 1992; Weng e Lau, 1994; Torrence e Compo, 1998; Ferreira, 2009).

A ondeleta de Morlet, por ser contínua, é útil para estudar a variabilidade temporal da energia de cada componente de frequência presente na série temporal. Para isso, a Transformada de Ondeleta de Morlet permite a construção do chamado Periodograma em Ondeleta, que consiste em um gráfico tridimensional cujo eixo y representa as escalas (ou frequências) da série, o eixo x representa o comprimento temporal da série e por último, as cores representam a energia associada a cada escala (Bolzan, 2004). Este tipo de informação tem demonstrado de grande importância para estudar séries temporais com propriedades não estacionárias obtidas em diversos sistemas físicos.

De resto, ainda se referindo ao periodograma, as escalas de cores representará a energia relacionada a cada frequência presente na série. A linha preta continua é chamada de cone de influência, onde os períodos fora deste cone devem ser negligenciados por não possuírem confiança estatística. Entretanto, a ausência de cores, ou seja, a área em branco entende-se que não há repetição e/ou concomitância dos eventos das variáveis.

3.6.1. Transformada Cruzada em Ondeletas e de Coerência e Fase em Ondeleta

Com intenção de analisar as relações entre as series temporais de $L\downarrow$ medidas com a temperatura do ar e/ou com a $L\downarrow$ estimadas pelos modelos aqui propostos, foram utilizados ainda duas ferramentas matemáticas, a saber, Transformada Cruzada em Ondaletas (TCR) e a Transformada Coerência em Ondaletas (TCO). A primeira ferramenta mostra a covariabilidade da energia entre duas séries temporais e revela informações sobre o vínculo entre as fases das mesmas. Assim como na análise de Fourier, o espectro de energia das ondeletas pode ser ampliado para analisar duas séries temporais, X_n e Y_n . Pode-se definir a TCR destas duas séries

temporais como $W^{XY} = W^X W^{Y*}$, onde o asterisco denota o complexo conjugado. Define-se ainda o espectro de energia cruzado das ondaletas como sendo W^{XY} . A distribuição teórica do espectro cruzado de energia de fundo das ondaletas de duas séries temporais P_k^X e P_k^Y é definida em Torrence e Compo (1998) como:

$$D \left(\frac{|W_n^X(s) W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X \sigma_Y} < p \right) = \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (41)$$

onde $Z_v(p)$ é o nível de confiança associada com a probabilidade p , para uma Função de Densidade de Probabilidade (sigla em inglês PDF – *Probability Density Function*), definido pela raiz quadrada do produto de duas distribuições χ^2 (Qui-quadrado). De acordo com o exemplo de Grinsted et al. (2004), o nível de significância estatística de 5% no gráfico da TCR foi calculada usando $Z2(95\%) = 3,999$.

No entanto, a segunda ferramenta determina o grau de coerência entre as duas séries temporais, mas não necessariamente determina a covariabilidade na energia entre elas. Desse modo, a TCO ainda pode ser interpretada como a medida da coerência entre duas séries temporais em tempo-frequência-espço. O nível de significância estatística da TCO apresentado neste trabalho foi estimado utilizando-se o método de Monte Carlo em 95% de confiança estatística.

As periodicidades estatisticamente significativas com 95% de confiança são restritas por linhas de contornos em cor preta. A região onde predomina a cor vermelha intensa indica alto índice de coerência (alto grau de correlação) entre os sinais nas escalas e localizações temporais correspondentes, enquanto as regiões em cor com azul escuro indicam baixa coerência (baixo grau de correlação). Os períodos que se encontram delimitados pelo cone de influência, devem ser desconsiderados, dado que possuem confiança estatística discordante.

A TCR revela regiões comuns de maior energia entre duas séries temporais. Contudo, a TCO mostra regiões de maior covariabilidade, não necessariamente de maior energia e que ainda pode ser definida como sendo a medida da coerência entre duas ondaletas simples em tempo frequência espaço. Torrence e Webster (1999) definem a coerência de ondaletas de duas series temporais como:

$$R_n^2(s) = \frac{|S\langle s^{-1} W_n^{XY}(s) \rangle|^2}{S\langle s^{-1} |W_n^X(s)|^2 \rangle * S\langle s^{-1} |W_n^Y(s)|^2 \rangle} \quad (42)$$

em que S é o operador de suavização. É conveniente notar a coerência em ondeleta como sendo também a medida do coeficiente de correlação localizado em tempo-frequência. Sendo S definido da seguinte forma:

$$S(W) = S_{escala}(S_{tempo}(W_n(s))) \quad (43)$$

o qual S_{escala} significa a suavização ao longo da escala dos eixos das ondeletas e S_{tempo} no tempo. Para a ondeleta-mãe de Morlet, um operador de suavização é dado de acordo com (Torrence e Webster, 1999).

$$S_{tempo}(W)|_s = \left(W_n(s) * c_1 \frac{-t^2}{2s^2} \right) \Big|_s \quad (44)$$

$$S_{escala}(W)|_s = (W_n(s) * c_2 \Pi(0,6s))|_s \quad (45)$$

c_1 e c_2 consiste em constantes de normalização e Π é a função retângulo. O fator 0,6 é determinado empiricamente para a função de ondeleta de Morlet de acordo com Torrence e Compo (1998). O nível de significância estatística da ondeleta coerência foi estimado utilizando-se o método de Monte Carlo em 95% de confiança (Barbosa, 2007). Maiores detalhes em Grinsted et al. (2004).

Como pode se visto a partir da Eq. (41), a coerência em ondeletas é, sobretudo, a razão entre o espectro cruzado em ondeleta e o produto de dois espectros de ondeletas. Desse modo, a coerência em ondeleta desempenha um papel como um coeficiente de correlação em torno de cada momento no tempo e para cada frequência. Por isso, pode-se usar coerência em ondeletas para aferir o grau de correlação em que duas séries se movem juntos ao longo do tempo e através de frequências. Eis que o $R_n^2(s)$ consiste entre 0 e 1, com um valor alto (baixo) indicando uma forte (fraca) interação, exibindo relação linear entre as duas séries.

Em conformidade com Torrence e Webster (1999) e Bloomfield et al. (2004), foi empregada a diferença de fase entre as séries, a fim de identificar a ocorrência de defasagem entre as correlações dos espectros das séries:

$$\phi_{x,y}(s) = \tan^{-1} \left(\frac{\Im\{s^{-1}W_n^{XY}(s)\}}{\Re\{s^{-1}W_n^{XY}(s)\}} \right) \quad (46)$$

com $\phi_{x,y} \in [-\pi, \pi]$. E sendo que (\Im) e (\Re) representam a parte imaginária e real de $W^{XY}(t)$, ver Torrence e Webster (1999).

A diferença de fase igual à zero indica que as séries temporais acompanham a frequência especificada. Caso $\phi_{x,y} \in (0, \frac{\pi}{2})$ as séries se movem em fase, então as séries em y conduzem as séries em x. Se $\phi_{x,y} \in (-\frac{\pi}{2}, 0)$ então x está a conduzir. Uma diferença de fase de π (ou $-\pi$) indica que há uma relação de antifase. Na condição de $\phi_{x,y} \in (\frac{\pi}{2}, \pi)$ x está a conduzir. E y conduz a série temporal se $\phi_{x,y} \in (-\pi, -\frac{\pi}{2})$. Mais detalhes ver Conraria et al. (2008).

Entretanto, ainda se faz necessário uma breve explicação dos vetores de fase. Portanto, é salutar informar que na TCR e na TCO pode-se visualizar a relação de fase entre as variáveis analisadas, por meios de vetores que determinam a diferença no tempo de resposta de uma série em relação à outra, ou seja, a relação de fase entre as variáveis. Existem várias possibilidades de representação destes vetores de fase e que podem mostrar perfeitamente interações entre duas grandezas físicas como também a forma de oscilação entre elas. Na análise do ângulo de fase é necessário realizar as seguintes interpretações: (1) se o vetor aponta para o leste as variáveis estão completamente em fase; (2) vetor apontando para o sudeste, a segunda variável está avançada 45° em relação à primeira, que responde em $1/8$ do período; (3) vetor apontando para o sul, segunda variável avançada 90° em relação à primeira, que responde em $1/4$ do período; (4) vetor apontando para o sudoeste, a segunda variável está avançada 135° em relação à primeira, que responde em $3/8$ do período; (5) vetor apontando para oeste, fase das duas variáveis completamente opostas; (6) vetor apontando para noroeste, a primeira variável está avançada 135° em relação à segunda, que responde por $3/8$ do período; (7) vetor apontando para o norte, a primeira variável está avançada 90° em relação à segunda, que responde por $1/4$ do período; (8) vetor apontando para o nordeste, a primeira variável está avançada 45° em relação à segunda, que responde por $1/8$ do período. Ressalta-se que as denominações norte, oeste, sul e leste apresentadas nesta subseção, não estão referindo-se as coordenadas geográficas, mas a relação da rosa dos ventos, tomando o norte para cima, sul para baixo, oeste para a esquerda e leste para a direita.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Aplicação da transformada de ondeletas

Com a intenção de compreender uma visão geral no comportamento da radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$) (Figura 2a) é fundamental uma análise das variáveis envolvidas, a saber, temperatura do ar (Figura 2b), precipitação (Figura 2c) e pressão de vapor d'água (Figura 2d), uma vez que as condições da atmosfera, bem como seus constituintes, principalmente o vapor d'água, influenciam fortemente na quantidade de radiação de onda longa incidente que é emitida para a superfície da Terra (Aguiar et al., 2011). Assim, averiguou-se o espectro de energia de ondeletas para a temperatura do ar e observou-se similaridade com o espectro da $L\downarrow$, e/ou vice-versa. Notam-se ainda picos máximos homogêneos, em torno de 48 horas no espectro de potencial de ondeletas, em ambas as séries, principalmente na estação seca (observações de 8000 a 16000), exatamente no período marcado pela pouca e/ou ausência de nebulosidades, confirmando com o espectro global das ondeletas (EGO) associado a sua mais elevada energia (Figura 2ai e 2bi). É oportuno ressaltar que a escala horizontal do espectro de potencial de ondeletas nas Figuras 2a, 2b, 2c e 2d se referem ao tempo das observações, pois foram contabilizadas medidas médias a cada 30 minutos (0,5 horas), o que representa 48 observações em um dia, ou seja, 17520 observações em um ano. O estudo foi realizado de primeiro de janeiro a 31 de dezembro de 2009. Portanto, as primeiras 1488 observações correspondem o mês de janeiro, a observação 2000 representa as medidas obtidas no dia 10 de fevereiro de 2009 as 16h00, a 4000 são as obtidas para o dia 28 de março as 8h00, a 8000 são as observações do dia 15 de junho as 16h00 e a 16000 compreende as medidas do dia 29 de novembro as 8h00.

Devido ao seu posicionamento nos trópicos, incidem sobre a região Amazônica altos índices de energia solar, onde as trocas de energia entre a superfície continental e a atmosfera são bastante intensas. Em virtude disso, ao longo do período de estudo, o comportamento da temperatura do ar mostrou uma pequena variação sazonal. A presença de fortes núcleos no espectro de energia nas séries de temperatura do ar indicou ser um fator determinante no espectro da $L\downarrow$, exibindo assim uma forte relação entre essas variáveis. Segundo Zdunkowsky e Bott (2004) a energia total de um sistema é proporcional à sua amplitude, desse modo, durante o período seco, (observações de 8000 – 16/06/2009 – a 16000 – 29/11/2009), às séries estudadas expuseram um comportamento bastante oscilante, comum nessa época, certamente proporcionado pela alta disponibilidade de energia solar e umidade do ar, relativamente, um pouco mais baixa.

As condições de cobertura do céu estão diretamente relacionadas com a precipitação devido à formação de nuvens que influenciam na refletância e transmitância da atmosfera. Ao conferir a série temporal da precipitação, é possível observar a presença picos alternadamente esparsos e intermitentes (ver Figura 2c). Percebe-se que os picos de precipitação estão relacionados à intermitência dos núcleos de temperatura do ar, influenciando assim nos espectro de energia da $L\downarrow$, revelando assim que no período superior a 128 horas, o vapor d'água presente na atmosfera absorve a $L\downarrow$ e a irradia em direção à superfície. Conforme Forster et al. (2007) que citam que a maior concentração de vapor d'água atmosférico contribuirá para aumentar a temperatura na superfície. Deste modo, o vapor d'água atua como um termorregulador da atmosfera, atenuando variações acentuadas na temperatura do ar, sendo também o principal absorvente seletivo da radiação solar.

As estruturas cônicas, típica para a precipitação, exibem intermitência em sua ocorrência, ou seja, os cones mostram uma singularidade muito complexa. Para Ferreira (2009), no caso da precipitação, o espectro de energia é incapaz de associar uma contribuição energética para qualquer período específico. Este mesmo autor ainda menciona que esse fato será generalizado para qualquer estação do ano, pois é uma característica inerente da transformada em ondeletas aplicada a série da precipitação. Por outro lado, para a pressão de vapor observam-se oscilações intensas nas escalas de 48 horas, de 32 e 64 horas, principalmente no período mais seco (Figura 2d). Esta configuração da pressão de vapor durante o período seco é concordante com a temperatura do ar. No período mais úmido (nas primeiras metades das séries) não é observado grandes oscilações da pressão de vapor e a sua configuração difere da temperatura do ar. Isto é decorrente do fato que no período úmido o ar da Amazônia está quase saturado durante todo período, portanto, neste período a pressão de vapor fica quase constante com pode ser verificado na Figura 2d entre as observações 1 e 8000.

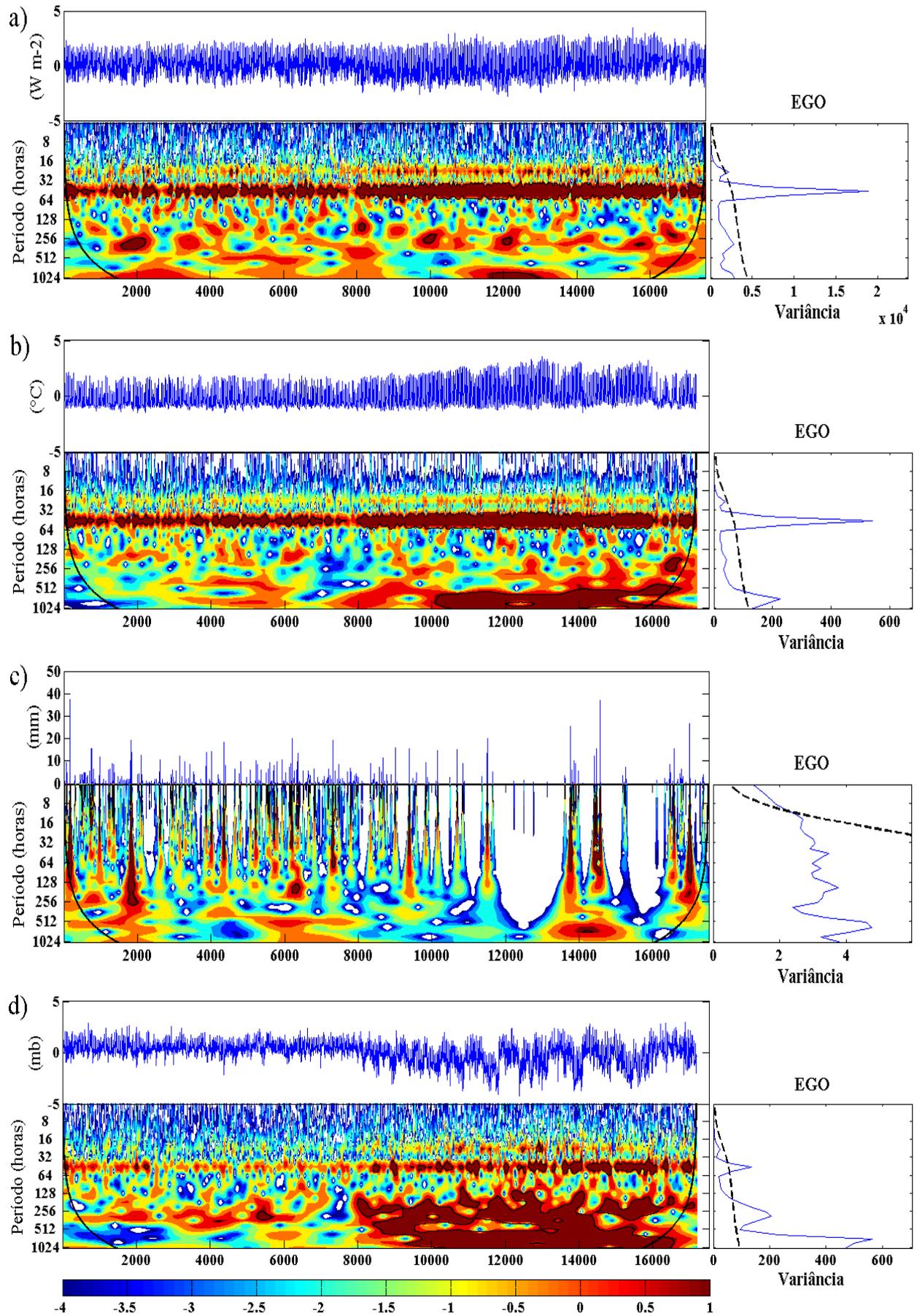


Figura 2. Análise dos espectros de ondetas com as variáveis de a) Radiação de onda longa incidente; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) Pressão do vapor d'água e Espectro Global das Ondetas (EGO) durante o ano de 2009.

4.1.1. Transformadas cruzada em ondeletas e de coerência e fase em ondeletas

A correlação entre a temperatura do ar com a $L\downarrow$ é um fato muito encontrado na literatura. Baseado nisso, decidiu-se avaliar a correlação entre estas séries utilizando as transformadas cruzada em ondeletas e a coerência e fase de ondeleta, por fornecer o resultado de uma operação matemática entre os dois sinais das séries no espaço das ondeletas, as escalas nos fornecem informações acerca do tamanho da faixa temporal em que esta comparação fora realizada (Grinsted et al., 2004). Deste modo, para as séries temporais aqui analisadas, coerências que ostentam grau inferior (microescalas) significam que os dois sinais são correlacionados em escalas de tempo menores (intervalos de tempo em horas a dias), à medida que coerência em escalas que apresentam alto grau (macroescalas) indica correlação em escalas de tempo maiores (intervalos de tempo em semanas, meses ou até anos).

No domínio temporal inferior a 16 horas, observou-se a inexistência de correlação entre os sinais examinados (Figura 3b). Entretanto, no período de 16 a 32 horas, constata-se núcleos intermitentes de energia. Averigua-se até então que as setas estão orientadas para sudeste ou oeste, o que indica uma diferença de fase de 180° (π ou $-\pi$), indicando uma anticorrelação entre os sinais dessas séries (Figuras 3a e 3b).

É averiguado, tanto o espectro cruzado como a coerência em ondeletas, alto grau de correlação entre os sinais no domínio temporal de 32 a 64 horas, com valores superiores a 0,8. Isso significa que a temperatura do ar e $L\downarrow$ estão relacionadas com a escala de tempo curta, aproximadamente 1,5 a 2,0 dias, persistindo durante todo o ano de estudo. Também é visto que na primeira metade da série, que abrange a estação chuvosa, as setas para leste indicam que as variáveis estão em fase. Os sentidos das setas para o leste indicam ausência da diferença de fase entre os sinais dessas variáveis nas respectivas escalas e localizações (quer dizer, o crescimento desse sinal é correlacionado com o crescimento de outro, o mesmo para o decréscimo). Em vista disso, é coerente afirmar que há uma correlação entre a essas séries em escalas diárias.

Na segunda metade da série, que corresponde à estação seca, se revela uma tendência de relação de fase opostas nos sinais das variáveis. Foi visto ainda que nesse domínio temporal a maior variação de temperatura do ar no período seco, em decorrência do maior aquecimento da superfície durante o dia e maior resfriamento à noite, justificando os maiores núcleos de energia da $L\downarrow$ encontrado nesse ínterim. Revelando assim, outros fatores que, como a pressão de vapor d'água, influencia para a emissão de $L\downarrow$. Apurou-se também que nesse mesmo período ocorreram as maiores variações de temperatura do ar e de pressão do vapor d'água, em virtude da ausência e/ou menor cobertura de nuvens, em relação à estação chuvosa, percebido pelo

comportamento das amplitudes dessas variáveis, que permite a maior incidência de radiação solar à superfície durante o dia e maior perda radiativa durante a noite.

Para o domínio acima de 64 horas (com escalas diárias e até semanais) observam-se alguns núcleos estatisticamente significativos. Nesses períodos percebe-se uma relação de fase opostas entre as séries analisadas, isto é, o crescimento de um sinal é correlacionado com o decréscimo de outro, e vice-versa. Isso está correlacionado com os gases presentes na atmosfera, em especial o vapor d'água. Como já relatado, as nuvens rasas e o vapor d'água absorvem parte da radiação solar. Esse último absorve muito mais em comparação a todos os outros gases combinados, mas absorvendo demasiadamente as ondas longas emitidas pela superfície e responde pelas temperaturas mais altas na baixa troposfera, onde está mais concentrado.

Ainda persistindo nesse domínio temporal, observa-se que as setas apontam de forma desordenada, mostrando que as variáveis são de fase opostas. Portanto, à longo prazo, um aumento na L_{\downarrow} precede uma atenuação na temperatura do ar.

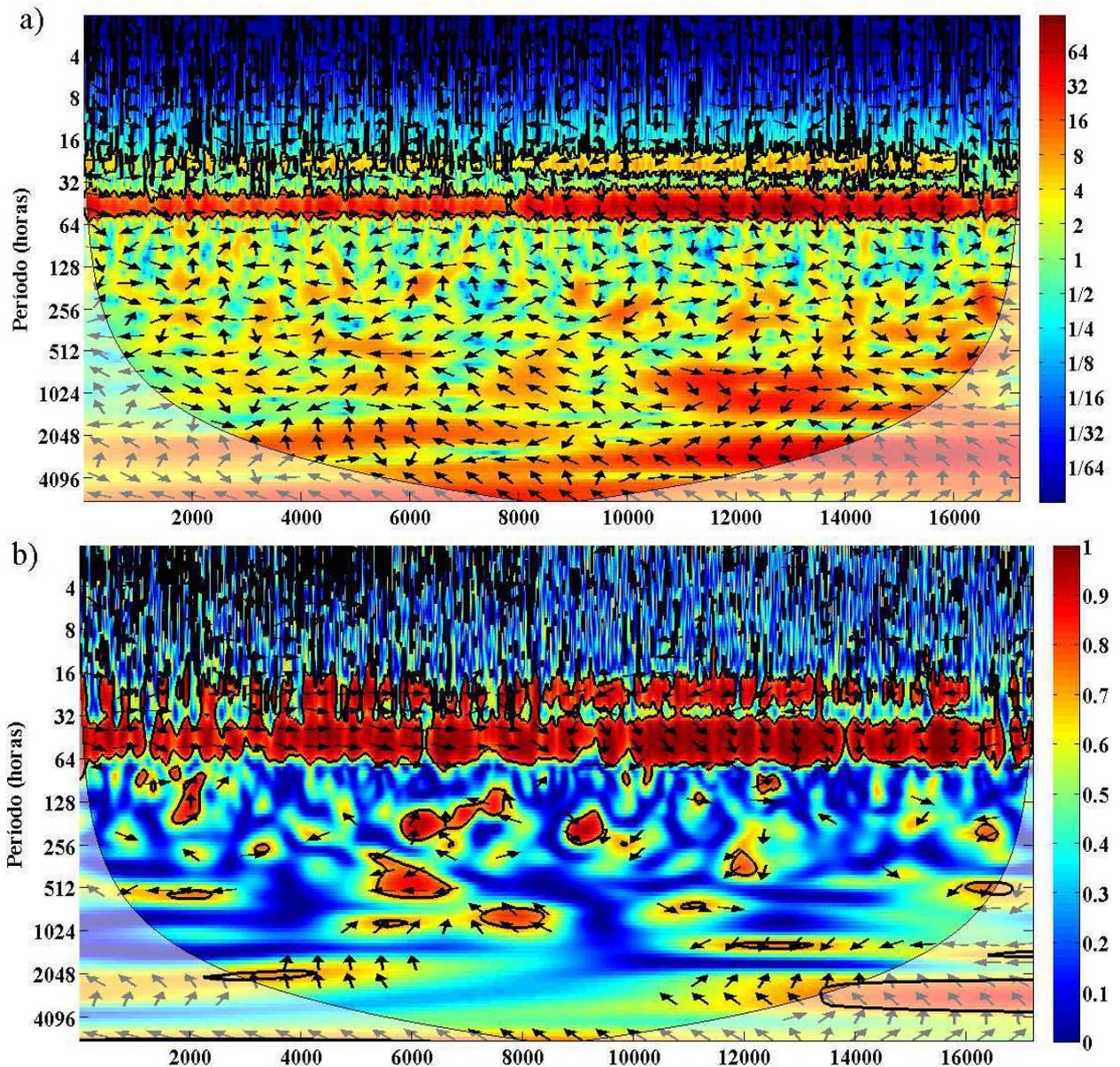


Figura 3. Transformada em cruzada de ondeletas (a) e de coerência e fase de ondeletas (b) entre a radiação de onda longa incidente e a temperatura do ar, para todo o período de estudo.

4.1.2. Estação chuvosa

Ao analisar as séries durante a estação chuvosa, nota-se uma forte correlação de $L\downarrow$ nos períodos de 32 a 64 horas ($\approx 1 - 2,5$ dias), corroborando com o mesmo padrão nos núcleos da temperatura do ar (Figuras 4a e 4b). Constatam-se também picos de energia de $L\downarrow$ observados nos períodos de 128 a 512 horas (≈ 5 a 21 dias), certamente associados com a nebulosidade, demonstrado pelos núcleos de precipitação (Figura 4c), e a alta pressão do vapor d'água (Figura 4d). No entanto, a obtenção desses intensos núcleos energéticos de $L\downarrow$ em dias nublados já era esperado, pois, as nuvens são os maiores contribuidores de $L\downarrow$, irradiando como corpo negro a partir de sua base (Arya, 1988).

Ao atentar a série de precipitação, observou-se que a mesma apresenta fortes núcleos e amplitudes, em virtude de fortes atividades convectivas, comuns nesse período. Para Fisch et al. (2007) chuvas convectivas são características das regiões equatoriais, visto que os ventos são fracos, onde movimentação do ar ocorre basicamente na vertical (Tucci, 1997), produzem processos de convecção, nuvens e chuvas. Cabe frisar, que este processo é tipicamente local (escala espacial inferior a 1 km) e de curta duração (tempo menor que 1 hora). Outra característica importante associada a este processo é a questão da intermitência da ocorrência de chuvas (Fisch et al., 2007). Isso demonstra porque a precipitação é o elemento mais variável no espaço e no tempo (ver Figura 4c). Sua moldura é caótica, dado que ela não existe por si só, porém, é resultado de uma serie de combinações de outros fatores (Ferreira, 2009). Ressalta-se que, de acordo com Vale et al. (2011), os meses de janeiro a maio (estação chuvosa) de 2009, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se manteve por mais tempo no sul em comparação com sua posição média. Isso causou chuvas acima da normalidade, principalmente nas regiões oeste e leste da bacia amazônica, no período de janeiro a abril (até as 2000 observações).

Como era de se esperar, os padrões de variação da pressão de vapor mostrou uma estreita e direta relação com os padrões de precipitação (Figuras 4c e d). Observou-se ainda que a variação do ciclo diário da temperatura do ar está conforme as variações do ciclo diário da pressão de vapor que estão interligados de forma proporcional, de modo que nos períodos que apresentam maiores temperaturas do ar, há maior pressão de vapor d'água. Pode-se constatar que os cones, com os núcleos mais intensos, são intermitentes, corroborando com o mesmo padrão de pulsação da pressão de vapor d'água, que contribui para a formação de nuvens de chuva. Entenda-se pulsação àqueles núcleos que atuam de modo intermitente, isto é, ele cessa (ou enfraquece) por alguns momentos e depois retoma sua atuação.

Correia et al. (2007) citam que uma parcela importante das chuvas da Amazônia é alimentada pela evapotranspiração, que contribui de modo relevante com os altos índices de umidade (ver Figura 4d), dos seus ecossistemas, pois a evapotranspiração média anual corresponde a 55 – 60% da precipitação. Esses autores ainda declaram que isso não significa que toda a evapotranspiração gerada na Amazônia é convertida em precipitação na própria região. No período da estação chuvosa, a taxa de precipitação é geralmente maior que o dobro da taxa de evapotranspiração, o que implica que a maior parte da umidade necessária para gerar as chuvas é transportada de fora da região, no caso do oceano Atlântico, pelos ventos alísios (que sopram predominantemente de leste). Isso explica o fato da ocorrência das oscilações tanto da temperatura do ar (por conseguinte interfere na variação da $L\downarrow$) quanto da pressão de vapor, segundo Andrade et al. (2009) a amplitude térmica apresenta um comportamento inverso à umidade, de modo que maior a umidade relativa, menor é a amplitude térmica, proporcionado

pelo elevado calor específico da água, que age como controlador térmico. Constatou-se ainda, que no período em que houve estiagem, ou baixa pluviosidade, resultou nos intensos núcleos de energia de $L\downarrow$ e da temperatura do ar.

Ao analisar os picos máximos de energia do vapor d'água, para o período superior a 128 horas, percebe-se que este retrata uma relação análoga com a temperatura do ar, e consequentemente, com os núcleos de energia de $L\downarrow$. Ao passar da fase líquida para a gasosa, absorve calor do ar circunvizinho, resfriando-o, e, ao retornar da fase gasosa para a líquida (condensação), libera o calor latente acumulado; desta forma, estará aquecendo a atmosfera (Vianello e Alves, 2000). Esses autores apontam ainda que o vapor d'água é a maior fonte de energia latente da atmosfera tropical.

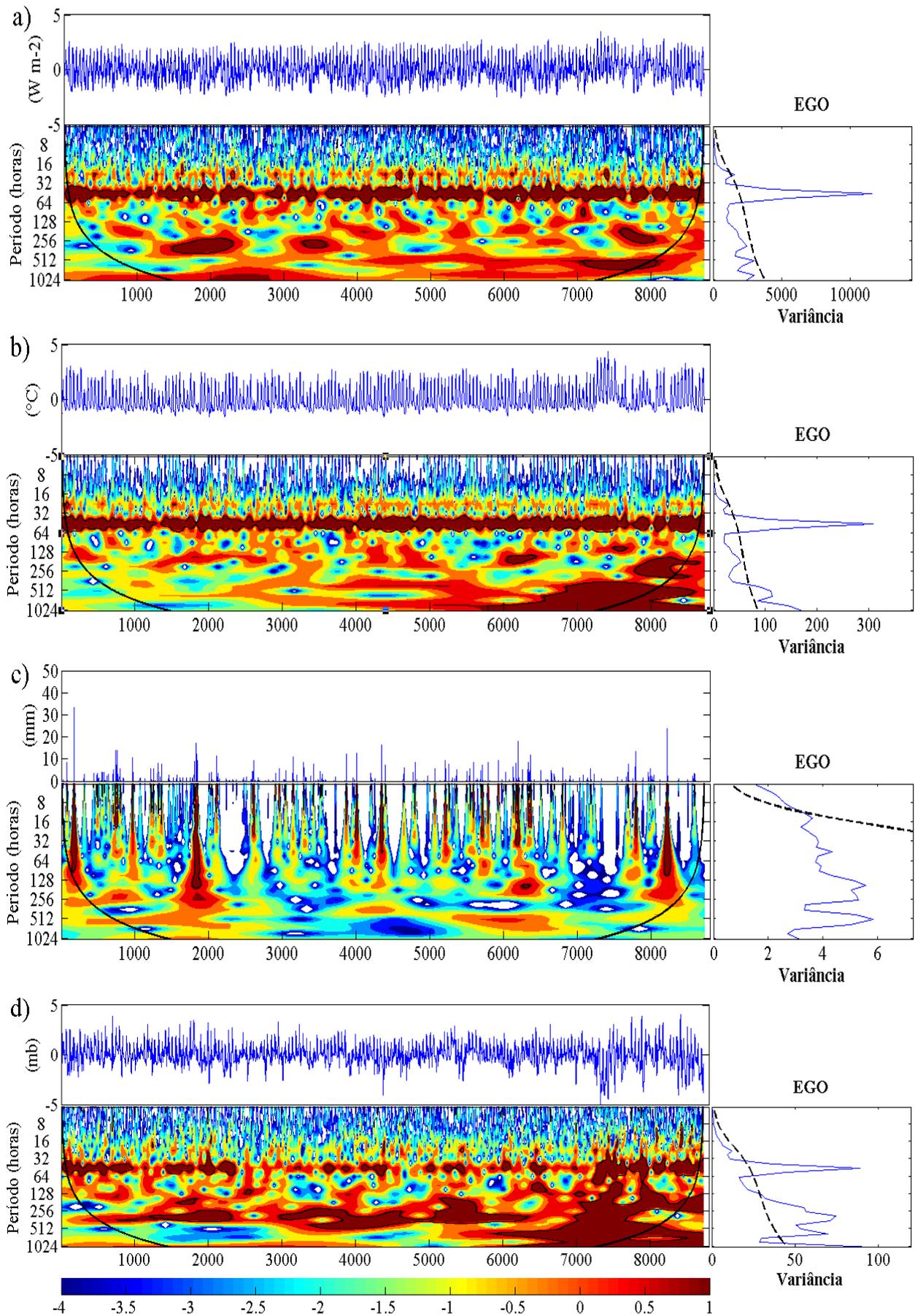


Figura 4. Análise dos espectros de ondetas com as variáveis de: a) Radiação de onda longa incidente; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) Pressão do vapor d'água durante a estação chuvosa para o período de estudo.

4.1.3. Estação seca

Salienta-se que este período tem início no dia 01 de junho e se estende até o fim de novembro, isto é, para este caso, as primeiras 1000 observações equivalem até dia 21 de junho e as 8000 observações por diante, compreende as medidas do final de novembro.

Ao verificar as variáveis envolvidas, no início das observações, percebeu-se que ocorreram poucas variabilidade no sinal do espectro, exceto na precipitação. Porém, no decorrer das séries, observa-se um sinal persistente e deveras homogêneo nos espectros de energia nas séries de $L\downarrow$, temperatura do ar e pressão de vapor d'água (Figuras 5a, 5b e 5d, respectivamente). Entretanto, de acordo com o espectro global das ondeletas (EGO) (Figuras 5 ai e bi), foram nas séries de $L\downarrow$ e de temperatura do ar, que se observam picos intensos de energia associado a este comportamento, a qual está em conexão à intensidade da radiação solar. Estas variações também estão pautadas à menor taxa de cobertura de nuvens, que propicia maior incidência de radiação solar durante o dia e maior perda de energia radiativa da superfície durante a noite (Andrade et al., 2009). A propósito, as menores variações ocorreram na estação chuvosa em virtude da ocorrência de precipitações.

Verificando a série de temperatura do ar, constatou-se oscilação nas escalas de 32 a 64 horas. Esse comportamento térmico está relacionado à menor quantidade de nuvens durante a estação seca, proporcionando assim, uma maior incidência de radiação solar durante o dia e uma maior perda energética radioativa da superfície durante a noite, como já abordado. Aliás, a amplitude térmica também está relacionada à pressão de vapor d'água, de modo que conforme maior for esta pressão (Figura 5d), maior é a amplitude térmica (ver Figura 5b), devido ao elevado calor específico da água, que atua como controlador térmico. De um modo geral, Motzer (2005) menciona que, a temperatura do ar e as condições de umidade dentro e acima de uma floresta são resultado da reflexão da transmissão e absorção da energia solar na superfície do dossel, a sua conversão em calor sensível e latente e a alocação da luz e calor dentro de uma floresta.

A ausência de nebulosidade vista através dos baixos índices pluviométricos (Figura 5c), ou a possibilidade da existência de nuvens rasas, que não precipitem, e as formadas por aerossóis, culminaram concisamente em um sinal constante e singular na temperatura do ar e, conseqüentemente, na $L\downarrow$. Condizente com Artaxo et al. (2005) que as grandes concentrações de aerossóis (névoa seca) durante o período seco, ajudam a explicar em grande parte no aumento do espectro de energia da $L\downarrow$, exibindo assim uma seqüência ininterrupta. Esta ausência foi favorecida pelos longos períodos de estiagem e da baixa pluviosidade nos dias anteriores. Sena (2013) afirma que, em áreas de florestas densas e escuras, que é o caso da região de estudo,

apresentam baixo albedo de superfície, por isso a intensidade das forçantes radiativas diretas motivadas pela maior concentração de aerossóis sobre a floresta é maior.

A existência de algumas estruturas cônicas, confirmando a alta pluviosidade no fim da estação seca, ocorre porque nos meses de setembro e outubro são os meses de transição da estação seca para a chuvosa (Araújo et al., 2002), e indica possibilidade de céu com poucas nuvens e temperaturas elevadas. Condição esta propícia para a instabilidade atmosférica, possibilitando a convecção e a formação de nuvens com forte desenvolvimento vertical, proporcionando pancadas de chuva acompanhadas de trovoadas, indicando o início da estação chuvosa em quase toda a região Amazônica.

Examinaram-se também alguns núcleos de energia nas séries de pressão de vapor d'água e da $L\downarrow$, para o período superior a 128 horas (> 5 dias) e a 512 horas (escala semanais). Altos valores de pressão de vapor d'água, onde pouca variação entre as estações foi observada, indica que a floresta mantém altas taxas de evaporação, mesmo durante a estação seca, e apresenta pouca variabilidade sazonal (Araújo et al., 2002; Rocha et al., 2004). Relatos feitos por Araújo et al. (2002) e Malhi et al. (2002) mencionam que a região de estudo apresenta altas taxas de evapotranspiração, mesmo na estação seca. Isso ocorre porque as árvores da floresta amazônica, na sua maioria, têm raízes profundas atingindo o lençol freático nas camadas inferiores do solo. Isso, certamente, é fundamental para as fortes chuvas nos dias subsequentes.

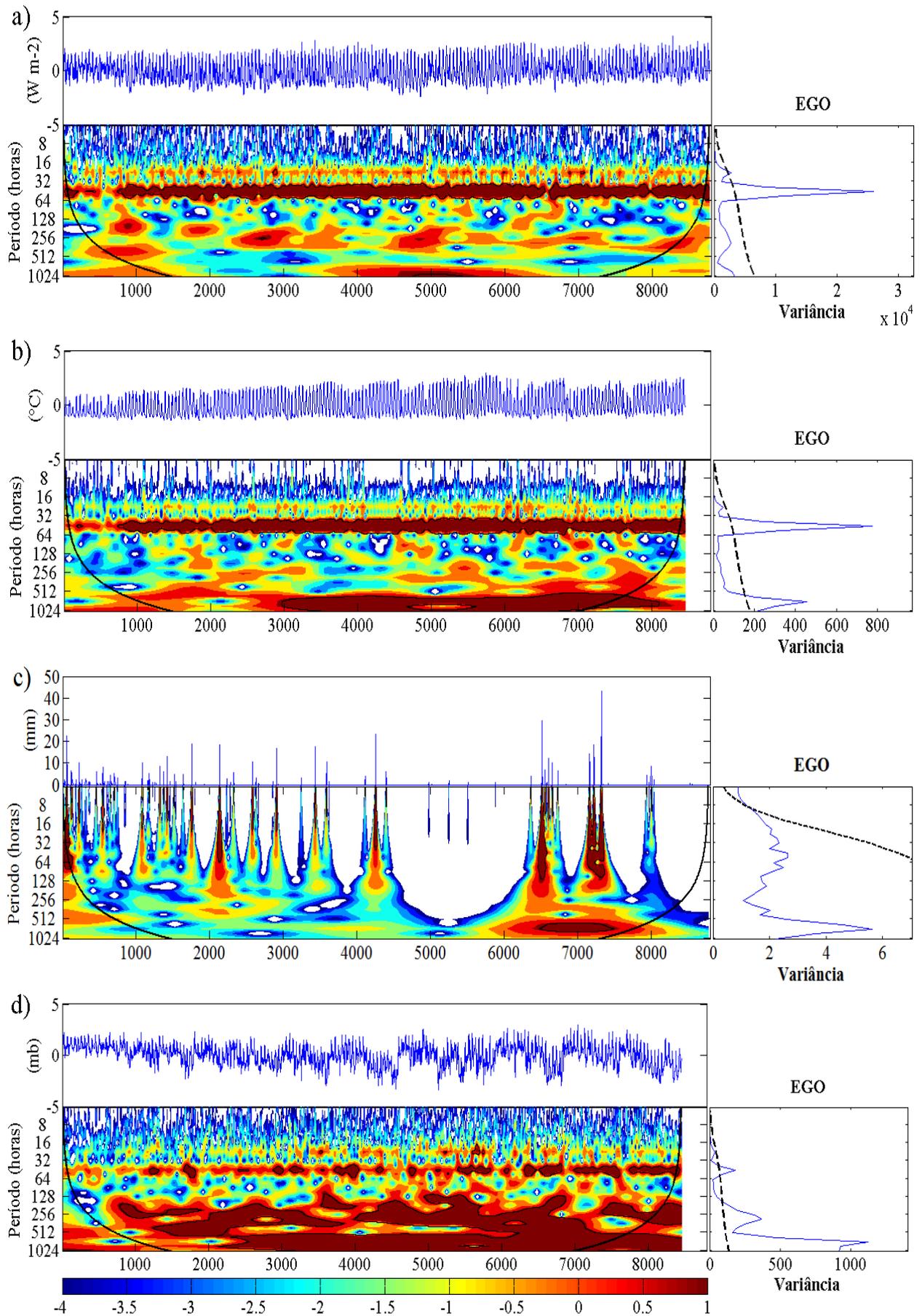


Figura 5. Análise dos espectros de ondetas com as variáveis de: a) Radiação de onda longa incidente; b) Temperatura do ar; c) Precipitação; d) Pressão do vapor d'água durante a estação seca para o período de estudo.

4.2. Desempenho das equações para as condições de céu claro

Com o propósito de averiguar os resultados obtidos, a partir da aplicação de todos os modelos aqui utilizados para a região de estudo, aplicou-se índices estatísticos em cada um deles. É certo que os parâmetros estatísticos aqui usados, a saber, erro médio, raiz do erro médio quadrático (REMQ) e o índice de concordância de Willmott (d) variam de um modelo para outro. Notou-se, que os resultados do erro médio mostraram que a $L\downarrow$ estimadas apresentaram valores negativos, indicando assim que os modelos propostos indicaram subestimativa nos fluxos de $L\downarrow$. Ressalta-se ainda que, a REMQ informa sobre o valor real do erro produzido pelo modelo, isto é, quanto mais ajustado é o modelo da medida, menor é o seu valor.

Ao atentar o desempenho de cada modelo, viu-se que a maioria contrasta a uma reta perfeita. Constata-se que quase todos os modelos subestimaram, enquanto que a de Brunt (1932) e a de Prata (1996) se aproximam à reta (Figura 6).

Observou-se que os modelos de Idso e Jackson (1969), Brutsaert (1975) e Prata (1996) ostentaram os melhores desempenhos, em relação aos outros modelos. Esses ajustes atestam a eficiência para estimativa da $L\downarrow$, os quais apresentam uma correlação satisfatória entre os valores reais e os estimados, baseado nas menores REMQ e nos outros índices estatísticos que indicam esta tendência, exibindo $d > 0,83$ (Tabela 4). Em particular, os modelos Idso e Jackson (1969) e de Brutsaert (1975) apresentaram os maiores d , porém, os modelos propostos por Brunt (1932) e Swinbank (1963) produziram índices de concordância medianos (próximos a 0,75).

Ao analisar os demais modelos, percebeu-se que os modelos de Idso (1981), Sugita e Brutsaert (1993), Duarte et al. (2006) e Kruk et al. (2010) obtiveram um fraco desempenho, estabelecendo assim que estes são ineficientes para a estimativa da $L\downarrow$. Como já discutido, uma notável observação acerca dos fracos desempenhos desses modelos, se deve ao fato de que esses coeficientes destas equações, terem sido ajustados para outras regiões.

Salienta-se que os valores estimados pelos modelos aqui encontrados, estão em conformidade aos valores obtidos por Galvão (1999), para uma região de pastagem em Rondônia, e por Correia (2000), para uma área de policultivos na Amazônia, que da mesma forma encontraram valores subestimados.

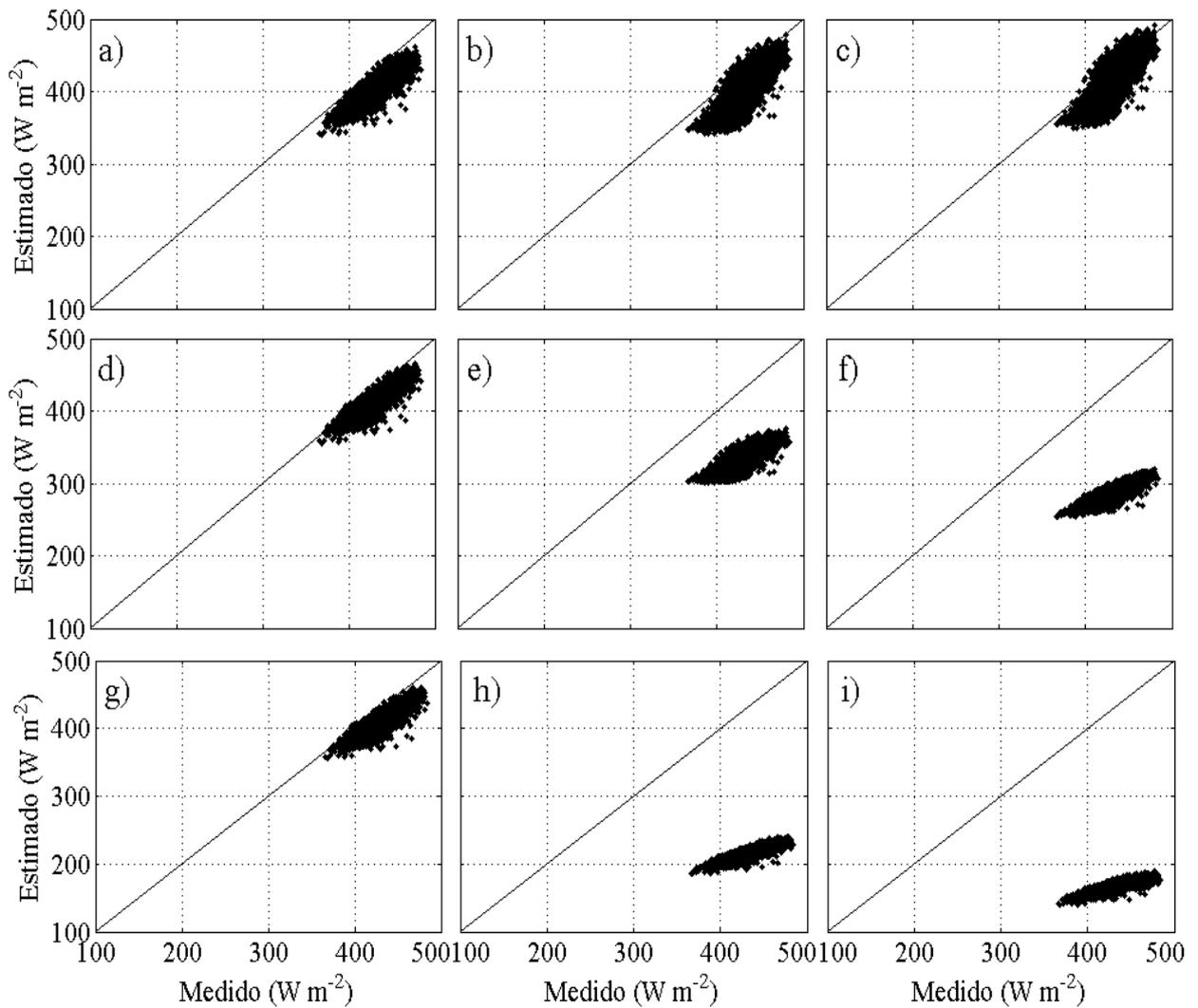


Figura 6. Comparações entre os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e as estimadas, pelos modelos de: a) Brunt (1932), b) Swinbank (1963), c) Idso e Jackson (1969), d) Brutsaert (1975), e) Idso (1981), f) Sugita e Brutsaert (1993), g) Prata (1996), h) Duarte et al. (2006) e i) Kruk et al. (2010), empregando os coeficientes originais em dias de céu claro.

Tabela 4. Índices estatísticos empregados para avaliar o desempenho das parametrizações, com coeficientes originais, das estimativas de radiação de onda longa incidente durante os dias de céu claro. Onde constam o erro médio (EM), a raiz do erro médio quadrático (REMQ), índice de concordância de Willmott (d), coeficiente angular (a) e o coeficiente linear (b).

Modelo	EM ($W m^{-2}$)	REMQ ($W m^{-2}$)	d	a	b
Brunt (1932)	-27,143	32,333	0,734	0,799	60,546
Swinbank (1963)	-27,329	34,447	0,742	1,102	-71,828
Idso e Jackson (1969)	-15,191	26,676	0,838	1,152	-81,531
Brutsaert (1975)	-16,749	24,058	0,834	0,777	80,391
Idso (1981)	-97,542	98,978	0,347	0,611	71,842
Sugita e Brutsaert (1993)	-145,581	146,491	0,250	0,486	73,616
Prata (1996)	-19,282	25,783	0,809	0,770	80,721
Duarte et al. (2006)	-217,902	218,608	0,175	0,403	42,069
Kruk et al. (2010)	-267,188	267,875	0,144	0,307	34,296

Com o intuito de apreciar o desempenho de distintas equações propostas na literatura (ver Tabela 2) para a estimativa da radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$), para dias de céu claro e que apresentaram pouca cobertura de nuvens ($c < 0,5$), para o ciclo de 24 horas (Figura 7). Verifica-se que as parametrizações apresentam simetria no fluxo de $L\downarrow$, além de apresentar os menores fluxos de madrugada, avistando um crescimento até o período vespertino e logo um decréscimo até as primeiras horas do dia. Galvão (1999) e Correia (2000) explicaram que estas subestimativas estão relacionadas aos coeficientes utilizados nas equações de tais modelos, os quais foram determinados para condições muito diferentes das encontradas na Amazônia. Ao investigar o ciclo diurno, constata-se que $L\downarrow$ tende acompanhar a evolução da temperatura do ar, a qual decresce a partir do início da tarde, próximo às 12 hs, (média de $462 W m^{-2}$) e se estende até o final da madrugada (em torno de $398 W m^{-2}$). Nas primeiras horas do dia, os valores medidos se comportam de maneira distinta aos estimados, isto é, começa a ter aumento com certo atraso, possivelmente por levar em consideração o efeito do acúmulo de orvalho, sobre a cúpula do instrumento, desde a madrugada (Moura, 2001).

É oportuno salientar que os valores médios aqui medidos, em torno de $413 W m^{-2}$, foram condizentes aos encontrados em algumas pesquisas realizadas na região Amazônica, tal como os resultados de Bastable et al. (1993), na Reserva Florestal Ducke em Manaus, a partir de resíduo do balanço de radiação, que encontraram valores da ordem de $418,2 W m^{-2}$ (durante 10 dias da estação chuvosa) e de $411,1 W m^{-2}$ (durante 10 dias da estação seca). Correia (2000), na

Amazônia Central, encontraram valores máximos ao meio dia ($484,7 \text{ W m}^{-2}$). E Moura (2001), em Ouro Preto D'Oeste – Rondônia, durante a estação chuvosa, encontrou média de 432 W m^{-2} , máximos em torno de 452 W m^{-2} (às 13 hs) e mínimos da ordem de 417 W m^{-2} (às 20 HL).

Tendo em vista o desempenho de cada modelo, notou-se que os mesmos ilustraram moderados valores quando comparados aos medidos. As equações de Brunt (1932), Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969), Brutsaert (1975) e a de Prata (1996), ostentaram os melhores ajustes, isto é, equações que se aproximaram do valor medido, exibindo médias em torno de 385, 381, 392, 396 e 394 W m^{-2} , respectivamente. Em contra partida, as equações de Idso (1981), Sugita e Brutsaert (1993), Duarte et al. (2006) e Kruk et al. (2010) mostraram fracos desempenhos, mesmo estas equações levando em consideração a temperatura do ar e pressão de vapor, ou somente a primeira variável. Valores esses confirmados pelas respectivas médias 323, 275, 206 e 159 W m^{-2} . Segundo Correia (2000) este baixo desempenho pode estar relacionado com os coeficientes utilizados nessas equações, os quais foram ajustados para outras regiões, diferentes desta aqui estudada.

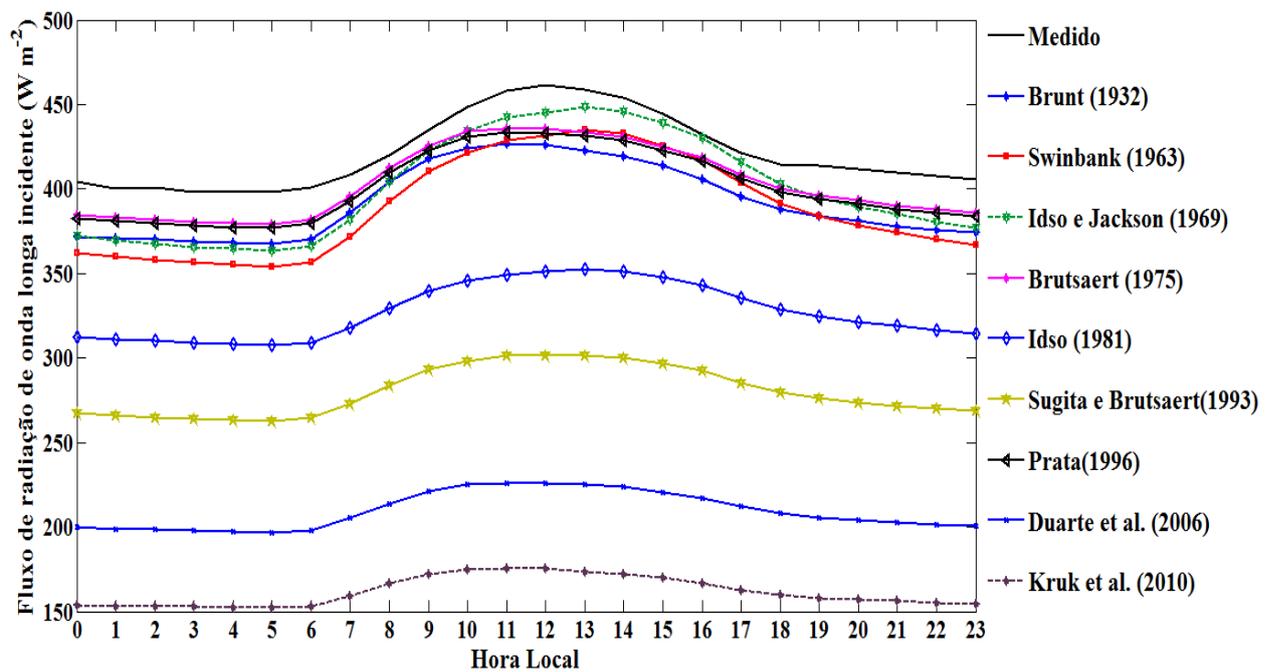


Figura 7. Variação média horária para o fluxo de radiação de onda longa incidente (L_{\downarrow}), medida e estimada, somente em dias de céu claro para todo o período de estudo.

Com a finalidade de se obter um melhor desempenho dos modelos, para a região de estudo, realizaram-se ajustes nos coeficientes dessas parametrizações somente em dias em condições de céu claro ou com pouca cobertura de nuvens ($c < 0,5$). Cabe ressaltar, que os modelos aqui

ajustados são os originais, pois, os demais aqui empregados, são derivados destes (Tabela 5). Os resultados atestam que os coeficientes ajustados revelam melhores resultados em relação aos originais. Ao analisar o EM, percebeu-se que quase todos os modelos superestimaram os valores medidos, exceto Prata (1996).

Com o objetivo de ajustar os coeficientes do modelo de Prata (1996), verificou-se que o parâmetro ξ para a Amazônia Central, foi determinado pela estimativa da relação entre a água precipitável (u), adquirido conforme a fórmula proposta por Hann ($u = 2,5 e$) (Vianello e Alves, 1991), e a razão entre a pressão de vapor e a temperatura do ar (e_a/T_a), assim, assumiu-se $\xi = 71,6 (e_a/T_a)$ (ver APÊNDICE A).

Contemplando o desempenho de cada modelo, viu-se que estes, embora ajustados, contrastam a uma reta perfeita. Apesar disso, os ajustes possibilitam esclarecer a atuação de cada um deles. Constatou-se que os modelos de Brunt (1932) e de Prata (1996) se ajustam melhor a reta (Figura 8).

Conforme os índices estatísticos viu-se que os melhores resultados foram obtidos pelos modelos de Brunt (1932) e Brutsaert (1975), os quais produziram os menores EM e REMQ, e a mais próximo a 1, indicando uma boa concordância entre os valores estimados e medidos, além de ostentarem $d > 0,85$ (Tabela 6). Ressalta-se que na literatura esses modelos, com o adendo de Prata (1996), costumam apresentar bons desempenhos, independente das condições climáticas de cada região. Também, observou-se que as menores diferenças entre os coeficientes ajustados para com os originais, inferior a 5%. Porém, os modelos de Swinbank (1963), Idso e Jackson (1969) e Idso (1981) apresentaram os maiores erros. E as maiores diferenças entre os coeficientes, superiores a 15%.

Considerando-se somente o modelo de Brunt (1932), alguns autores (Iziomon et al. (2003) e Carmona et al. (2014)) mostraram que além dos coeficientes desse modelo variarem de local para local, o coeficiente b tem forte dependência de com os valores da pressão de vapor (e_a) no que se refere a emissão atmosférica. Dal Pai (2014) relata ainda que, com a diminuição de b subtende-se que a quantidade de vapor d'água na atmosfera tenha menor importância na emissividade, e que o termo a completa a equação de Brunt (1932) e tem o significado de expressar a diferença na emissividade atmosférica de locais diferentes assumindo-se as mesmas condições de vapor d'água desses locais.

Tendo em vista os resultados mostrados, classificou-se o desempenho de cada modelo conforme o índice de concordância de Willmott: Brunt (1932), Brutsaert (1975), Prata (1996), Idso e Jackson (1969), Swinbank (1963) e Idso (1981).

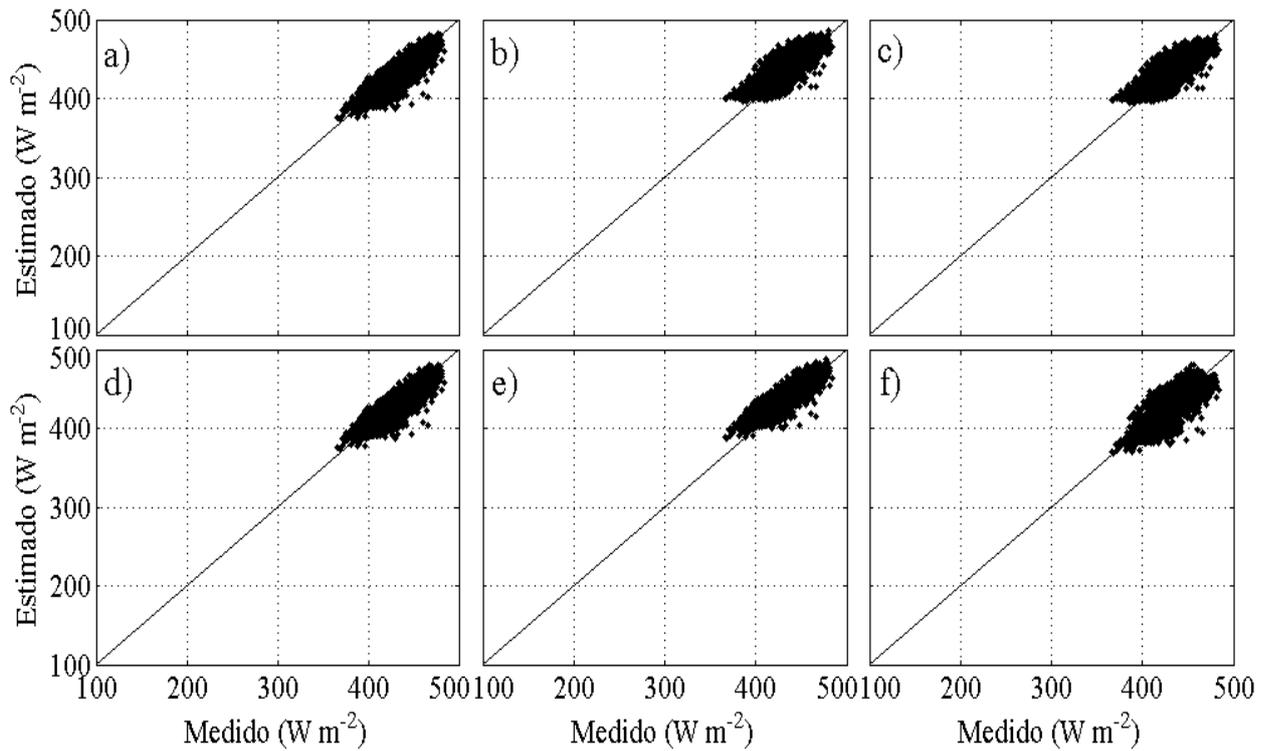


Figura 8. Comparações entre os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e as estimadas, pelos modelos de: a) Brunt (1932), b) Swinbank (1963), c) Idso e Jackson (1969), d) Brutsaert (1975), e) Idso (1981) e f) Prata (1996), empregando modelos com coeficientes ajustados em dias de céu claro.

Tabela 5. Coeficientes ajustados para às condições ambientais da região de estudo, em dias em condições de céu claro.

Autores	Equações
Brunt (1932)	$L \downarrow = [0,0409(e^{0,5}) + 0,6983]\sigma T_a^4$
Swinbank (1963)	$L \downarrow = [10^{(0,9395 - 0,3936 \log(T_a))}]\sigma T_a^6$
Idso e Jackson (1969)	$L \downarrow = [1 - \exp(3,0 \times 10^{-4} * (273,16 - T_a)^2 - 2,7147)]\sigma T_a^4$
Brutsaert (1975)	$L \downarrow = [0,1936 + 1,0138 \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^{0,1429}]\sigma T_a^4$
Idso (1981)	$L \downarrow = [0,8146 + 3,0 \times 10^{-5} \left(e_a \exp\left(\frac{1500}{T_a}\right)\right)]\sigma T_a^4$
Prata (1996)	$L \downarrow = \{1 - (1 + \xi) \exp[-(2,23 + 3,44\xi)^{0,5}]\}\sigma T_a^4$

Tabela 6. Índices estatísticos aplicados para avaliar o desempenho das parametrizações, com coeficientes ajustados, das estimativas de radiação de onda longa incidente durante os dias de céu claro. No qual consiste o erro médio (EM), a raiz do erro médio quadrático (REM_Q), índice de concordância de Willmott (d), coeficiente angular (a) e o coeficiente linear (b).

Modelo	EM (W m ⁻²)	REM _Q (W m ⁻²)	d	a	b
Brunt (1932)	0,42	17,58	0,855	0,826	75,72
Swinbank (1963)	6,26	19,47	0,806	0,722	126,86
Idso e Jackson (1969)	3,72	18,80	0,812	0,695	135,93
Brutsaert (1975)	0,43	17,53	0,852	0,804	85,35
Idso (1981)	8,91	19,74	0,800	0,729	126,66
Prata (1996)	-9,52	19,33	0,833	0,784	84,21

Através da análise das variações dos fluxos de L_{\downarrow} medidos e estimados, por modelos ajustados, por meio do *box plot*, constatou-se que essas variações tendem a um comportamento homogêneo, isto é, os valores se concentram em torno da mediana (em torno de 440 W m⁻²) (Figura 9). Cabe ressaltar que esse comportamento se deve às pequenas variações microclimáticas nesta região, seja na L_{\downarrow} , na temperatura do ar e na umidade relativa. Percebeu-se ainda, que o intervalo de variação do conjunto dos resultados está entre 370 e 490 W m⁻². Notou-se também que os modelos ajustados apresentam um comportamento semelhante aos registros medidos, atestando assim seus bons desempenhos (ver Tabela 6).

Os registros medidos e os estimados por Brunt (1932) e Prata (1996) apresentam as maiores dispersões (> 100 W m⁻²). Valores discrepantes (*outliers*), em relação aos grupos, vistos nos valores medidos, como também nos modelos ajustados de Brunt (1932), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Prata (1996), estão associados aos valores extremos mínimos ocasionados pelas baixas concentrações de vapor d'água presente na atmosfera, que desempenha forte influência sobre a emissividade da atmosfera nas primeiras horas da manhã. Em contrapartida, o desconhecimento de *outliers* nos modelos de Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969) se devem a grandes variações nos valores estimados.

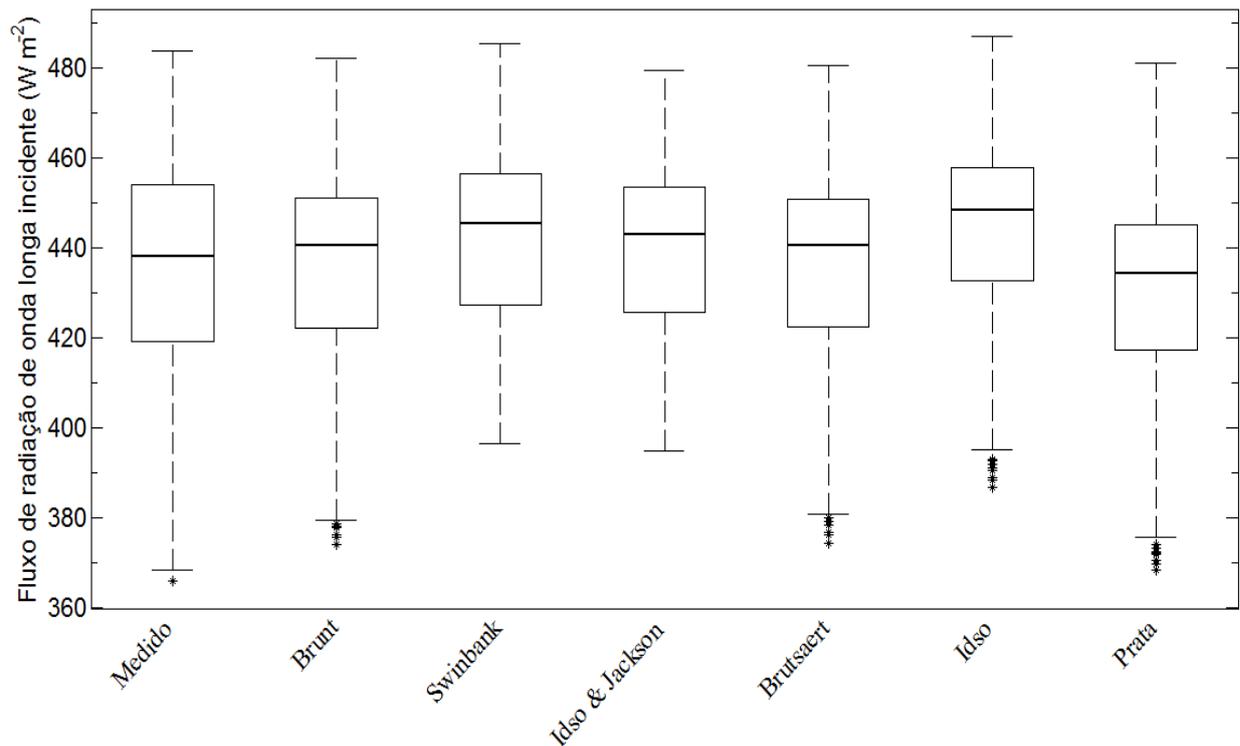


Figura 9. *Box-plot* para os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e estimadas, por modelos ajustados para a região de estudo.

4.2.1. Análises em coerência e fase em ondeletas nos modelos ajustados

A análise na transformada em coerência e fase em ondeletas pode ser usada para identificar os tempos e as escalas de tempo em que as séries de dados das duas variáveis temporais são estatisticamente relacionadas (Grinsted et al., 2004). Os referidos autores indagaram que valores acima de 0,7 representam uma relação significativa no limite de confiança de 95%. Recordar-se que a transformada cruzada em ondeletas detecta regiões no tempo e na frequência em que ambas mostram combinações de potência em conjunto. Ademais, a coerência em ondeletas destaca as regiões no tempo e na frequência, nos quais os sinais variam com a mesma fase, isto é, em sincronia. Nesta análise atentou-se apenas na análise de coerência em ondeletas ao invés da cruzada em ondeletas, isso porque existe alguma redundância entre as duas medidas, como observado na subseção 4.1.1. Assim como, a coerência em ondeletas tem a vantagem de ser normalizada pelo espectro de potência das séries temporais das duas variáveis.

Com base na apreciação dos resultados obtidos acerca da relação da $L\downarrow$ medida com as estimadas pelos modelos ajustados para condições de céu claro, levantam algumas observações interessantes. Constata-se que, numa visão geral dos resultados, em micro escala (período inferior a 16 horas) detectou-se uma região caótica e desordenada, apresentando “ilhas”

(estatisticamente significativa) bastante intermitentes e setas atuando de forma aleatória, isso é justificado pela baixa amplitude dessas séries, neste domínio temporal (Figura 10).

Por outro lado, no período de 16 a 64 horas, a relação da $L\downarrow$ medida com as estimadas seguiram um comportamento distinto, apontaram um grau relativamente elevado e homogêneo de correlação ($>0,9$) ao longo da análise. Curiosamente, o mesmo foi visto no referido domínio temporal entre a temperatura do ar com a $L\downarrow$, persistindo ao longo de todo período analisado. Além disso, as informações de fase nos revelam uma forte correlação positiva entre si. Isso pode ser explicado pelo fato, que nesse mesmo domínio temporal, da presença de núcleos do espectro de energia das variáveis envolvidas para a estimativa da $L\downarrow$ (ver Figura 2). Percebeu-se também que após este período houve uma queda brusca, principalmente na estação chuvosa (na primeira metade da série) o qual aponta uma forte dependência tanto do $L\downarrow$ medida como as estimadas, com as variáveis meteorológicas medidas (temperatura do ar e pressão de vapor).

Concentrando apenas nos desempenhos de cada modelo, percebeu-se que os de Brunt (1932), Brutsaert (1975), Idso (1981) e Prata (1996), em meados das séries (estação seca) nos períodos superiores à 64 horas, verifica-se algumas regiões e “ilhas” de alta coerência. Percebeu-se também que a informação de fase neste período indica relação de fase entre a $L\downarrow$ medida e as estimativas por cada modelo, isto é, as estimadas por cada modelo supracitado tende a acompanhar a série medida. Em particular, os modelos de Idso (1981) e Prata (1996) foram os que se observaram, em escalas semanais, regiões mais marcantes, os quais apresentaram uma forte correlação, porém a diferença de fase indicou uma tendência de correlação negativa. Ressalta-se que esses quatro modelos citados são dependentes da temperatura do ar e da pressão de vapor, as quais tiveram um comportamento semelhante nas mesmas frequências nas análises em ondeletas para à estação seca.

Ainda nesse mesmo domínio temporal (16 a 64 horas), os modelos Swinbank (1963) e Idso e Jackson (1969), os quais são somente em função da temperatura do ar, se obsevou pequenas “ilhas” de alta correlação ($>0,7$). Entretanto, a relação de fase nos indicou um comportamento distinto. A diferença de fase nesse período aponta uma tendência de correlação negativa, ou seja, a $L\downarrow$ estimada precedeu a $L\downarrow$ medida.

Contudo, a análise em coerência e fase da ondeletas é incapaz de determinar qual o modelo apresenta o melhor desempenho na estimativa da $L\downarrow$. Esta análise nos confirma se há correlação entre os sinais, e quantificar o grau de relação linear entre si, no domínio da frequência e do tempo.

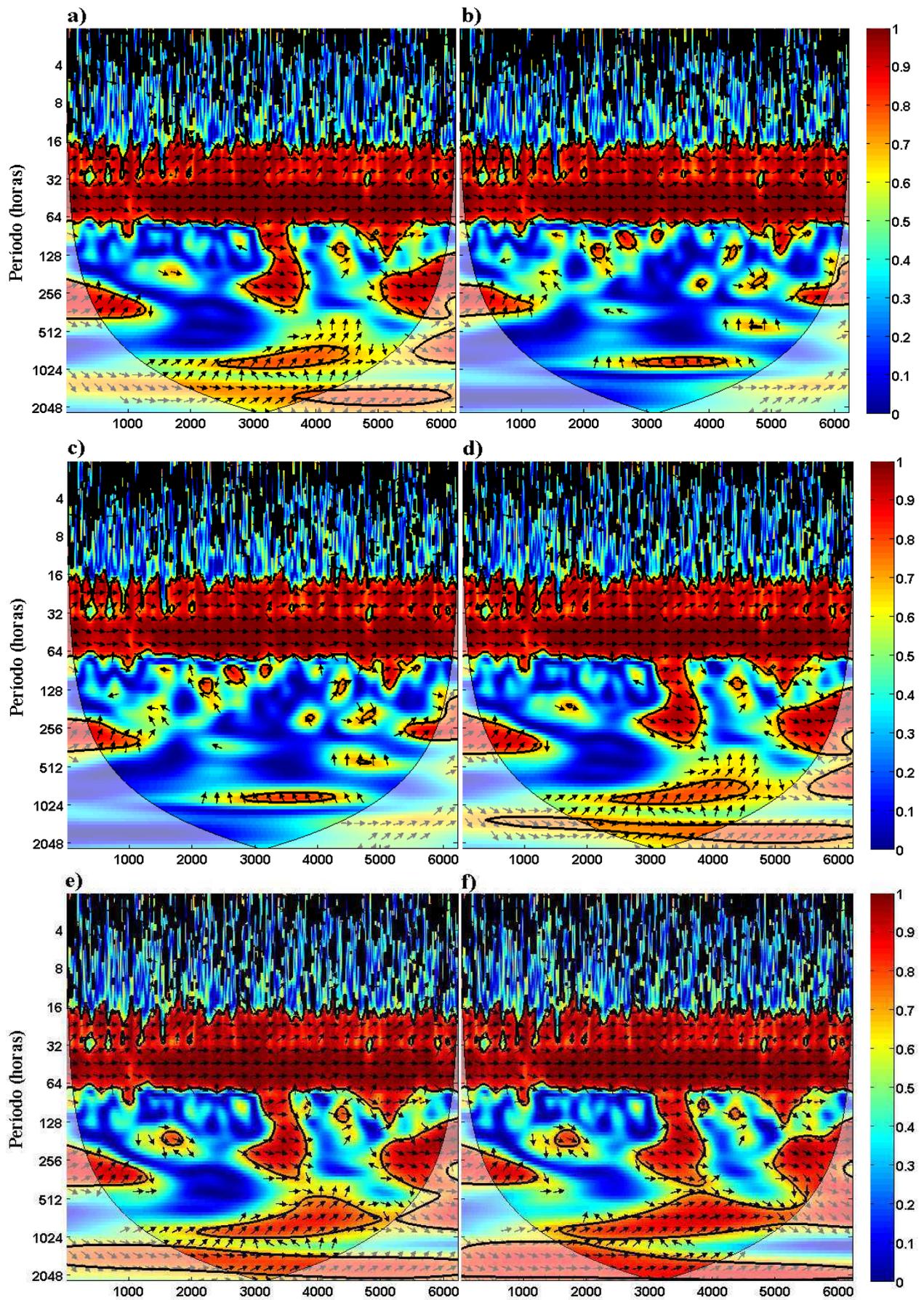


Figura 10. Coerência e fase em ondeletas da relação da radiação de onda longa incidente (L_{\downarrow}) medida com as estimadas pelos modelos com os coeficientes ajustados de: Brunt (1932) (a); Swinbank (1963) (b); Idso e Jackson (1969) (c); Brutsaert (1975) (d); Idso (1981) (e); Prata (1996) (f) para os dias de céu claro durante o ano de 2009.

4.3. Desempenho das equações para as condições de céu nublado

Em vários estudos, os cálculos de estimativa no fluxo de radiação de onda longa incidente em dias de céu nublado ($L_{\downarrow c}$) são realizados utilizando dados em todas as condições de nebulosidade (o qual c varia entre 0 a 1). Nesta análise se estabeleceu incluir somente dados em condições de céu nublado ($c \geq 0,65$) para atestar o desempenho real de cada modelo em condições de nebulosidade (Carmona et al., 2014). Enfatiza-se que para esta análise foi escolhido o uso da parametrização ajustada de Brunt (1932) para céu claro, por esta apresentar melhor desempenho.

As representações dos modelos para a estimativa no fluxo de $L_{\downarrow c}$ exibiram desempenhos insatisfatórios, sendo que alguns modelos mostraram tendência categórica a subestimar os dados medidos (Figura 11). O curioso é que estes modelos apresentam a mesma estrutura, semelhante a Eq. (18), indicado assim que sua melhoria carece de mais informações. No entanto, apesar de alguma dispersão nas estimativas dos modelos, notou-se que alguns tenderam a se ajustarem a reta.

A análise nos índices estatísticos revelou que os modelos de Jacobs (1978) e Duarte et al. (2006) [Eq. (16)] exibiram os piores desempenhos, ostentaram $d < 0,35$, ratificando assim que os coeficientes originais destas parametrizações são dissonantes em locais com umidade elevada, conforme a região de estudo (Tabela 7). Rememora-se que este método, concordância de Willmott, estabelece o tipo e a magnitude das diferenças entre um valor medido e um valor previsto por modelos de estimativa.

Contudo, o modelo desenvolvido por Sugita e Brutsaert (1993) proporcionou um desempenho satisfatório ($d = 0,75$), mesmo sendo confeccionado em clima seco na região centro-oeste dos EUA. Da mesma maneira os desempenhos dos dois modelos ajustados, no intervalo de confiança de 95%, cujos coeficientes encontrados foram $\alpha = 0,075 \pm 0,02$, $\beta = 3,05 \pm 0,157$, $\nu = 0,986 \pm 0,002$ e $\mu = 3,49 \pm 0,175$, também apresentaram os melhores índices de concordância ($d > 0,89$), em relação àqueles cá testados. Viu-se ainda que, após os ajustes, os erros estatísticos reduziram de modo significativo, os quais ostentaram EM próximo a zero e REMQ inferiores a $1,0 \text{ W m}^{-2}$.

A regressão linear dos mínimos quadrados obtido entre os dados observados e calculados a partir de Eq. (18) resultou em um coeficiente angular (a) igual a 0,620 e uma interceptação (b) análogo a 162,58, com d aproximadamente 0,90. Destaca-se que a Eq. (18) tem a mesma estrutura do modelo proposto por Sugita e Brutsaert (1993). E com os ajustes as condições locais, a mesma obteve melhora aos coeficientes originais do modelo proposto. Além disso, a

Eq. (19) mostrou-se, também, comportamento semelhante, apesar de ter uma estrutura distinta, evidenciando $a \approx 0,6$ e $b \approx 181,0$, apresentou ainda d bastante satisfatório ($= 0,90$).

Diante do que foram explanados, as parametrizações para céu nublado geralmente tendem a superestimar o fluxo de $L\downarrow c$ medida, e os seus erros, mesmo usando uma fórmula calibrada localmente, e as supracitadas geram maiores resultados do que aquelas parametrizações desenvolvidas para céu claro. Duarte et al. (2006) explicam que, em parte, isso é atribuído à sua simplicidade, já que não levam em conta informações mais específicas, tais como tipo nuvem (Sugita e Brutsaert, 1993), altura da base e espessura da nuvem. No entanto, esta simplicidade torna-se proveitosa e mais fácil de aplicar.

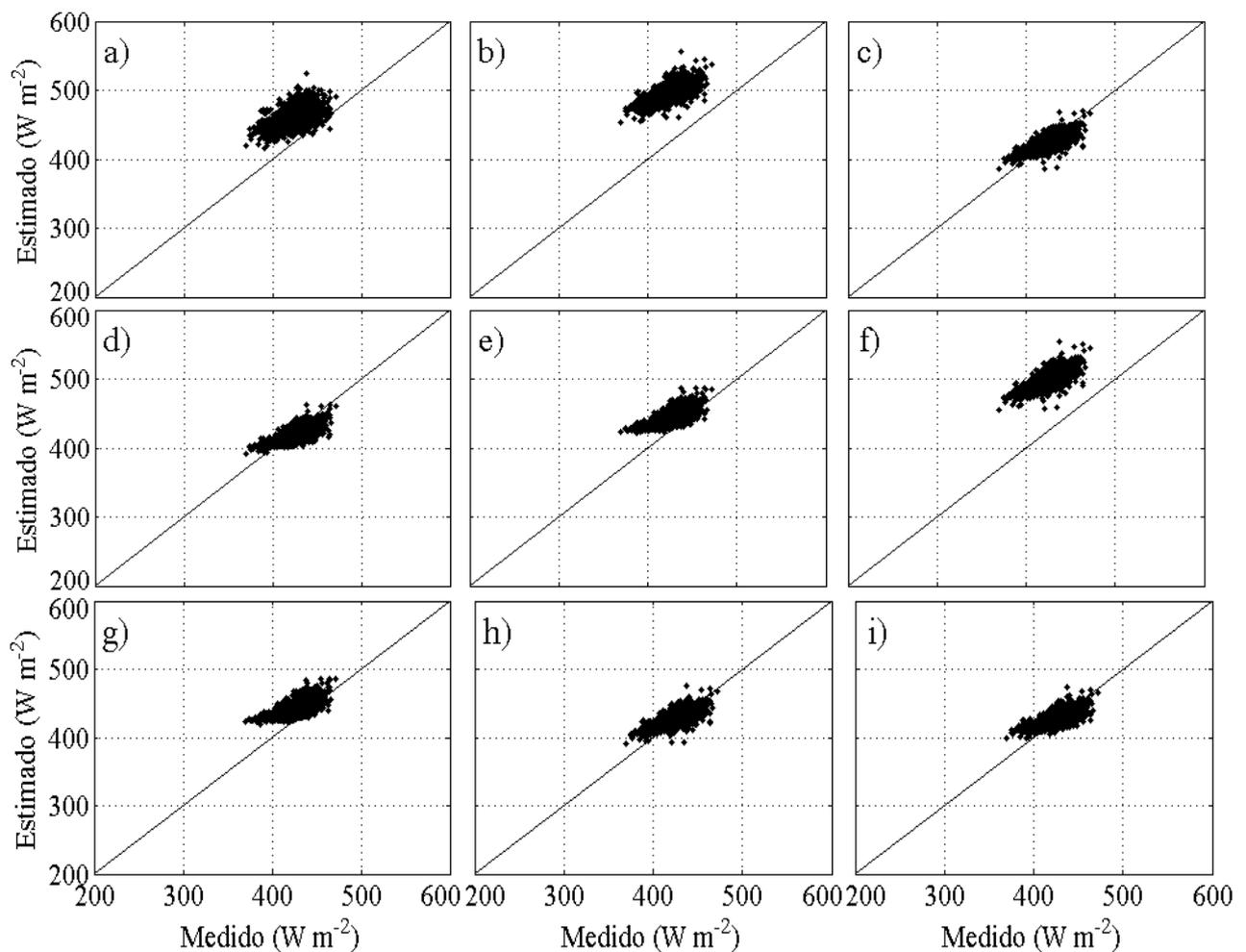


Figura 11. Comparações entre os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e as estimadas, pelos modelos de: a) Maykut e Church (1973); b) Jacobs (1978); c) Sugita e Brutsaert (1993); d) Konzelmann et al. (1994); e) Crawford e Duchon (1999); f) Duarte et al. (2006) [Eq.(16)]; g) Duarte et al. (2006) [Eq.(17)]; h) Eq.(18) Ajustada; e h) Eq.(19) Ajustada, empregando modelos em dias de céu nublado.

Tabela 7. Índices estatísticos usado para avaliação das parametrizações das estimativas de radiação de onda longa incidente durante os dias de céu nublado. Em que se constata o erro médio (EM), a raiz do erro médio quadrático (REMQ), índice de concordância de Willmott (d), coeficiente angular (a) e o coeficiente linear (b).

Modelo	EM ($W m^{-2}$)	REMQ ($W m^{-2}$)	d	a	b
Maykut e Church (1973)	28,358	32,127	0,465	0,652	179,44
Jacobs (1978)	66,456	67,937	0,274	0,715	190,39
Sugita e Brutsaert (1993)	- 5,628	13,860	0,750	0,618	160,15
Konzelmann et al. (1994)	- 10,873	16,573	0,682	0,575	173,77
Crawford e Duchon (1999)	12,084	17,543	0,653	0,558	203,99
Duarte et al. (2006) Eq. (16)	69,767	71,132	0,266	0,724	189,43
Duarte et al. (2006) Eq. (17)	10,896	16,860	0,664	0,550	206,12
Eq. (18) Ajustada	- 0,005	0,260	0,898	0,620	162,58
Eq. (19) Ajustada	- 0,005	0,255	0,900	0,575	180,76

Seguindo Carmona et al. (2014), que inclui somente dias em condições de céu nublado ($c \geq 0,65$), para o ciclo de 24 hs, verificou-se, que ao comparar ao ciclo em condições de céu claro, que as parametrizações aqui analisadas se comportaram de forma similar, conforme relatado, indicando simetria e menores fluxos à noite, avistando um crescimento até o período vespertino e logo um decréscimo até as primeiras horas do dia (Figura 12). Observou-se também, que os maiores valores medidos foi registrado ao meio dia ($434,3 W m^{-2}$) e os menores fluxos de $L_{\downarrow c}$ no período noturno ($412,6 W m^{-2}$). Certamente ocasionados pela ausência e/ou pouquíssimas cobertura de nuvens nesse período, pois, as nuvens são as maiores contribuidoras nos fluxos de radiação de onda longa incidente (Arya, 1988).

Visando somente o desempenho de cada modelo, constatou-se que Duarte et al. (2006) Eq. [16] e Jacobs (1978) superestimaram aos valores medidos, apresentando maiores discrepâncias, com estimadas médias diárias superiores a $490,0 W m^{-2}$. Isso está relacionado aos seus coeficientes, que foram desenvolvidos para outras regiões, além da simplicidade na estrutura do modelo. Todavia, os modelos de Sugita e Brutsaert (1993), Eq. [18] e Eq. [19] ajustadas subestimaram os registros medidos, os quais indicaram tendência em superestimar no final da tarde, próximo às 17 hs, se estendendo até à noite, por volta de 00 hs. Porém, foram esses modelos que mostraram bons desempenhos e as menores diferenças ($< 5,0 W m^{-2}$). Ao verificar apenas as Eq. [18] e Eq. [19] ajustadas, notou-se que estes exibiram um ótimo desempenho (vide Tabela 7), mostrando valores estimados próximos aos medidos ($424,2$ e $423,3 W m^{-2}$,

respectivamente) e uma boa simetria no ciclo diário. A restrição foi pela madrugada e nas primeiras horas do dia, os quais obtiveram, relativamente, aumento nas diferenças. Isso se deve, como já citado, ao efeito do acúmulo de orvalho sobre a cúpula do instrumento, que fazem com que os valores medidos se comportem de maneira diferente aos valores estimados (Moura, 2001).

No entanto, os valores estimados por Duarte et al. (2006) Eq. [17] e Crawford e Duchon (1999) superestimaram aos dados medidos em todo o ciclo diário. Cabe salientar, que o modelo proposto por Konzelmann et al. (1994) foi o único à subestimar, em todos os horários do dia, com média diária em torno de $416,0 \text{ W m}^{-2}$, além de apresentar as menores diferenças no período da noite.

De um modo geral, os modelos que apresentaram os melhores desempenhos, estão relacionados à similaridade de suas estruturas. Como também, a dependência da temperatura do ar, fator preponderante para a evolução dos fluxos de $L\downarrow c$.

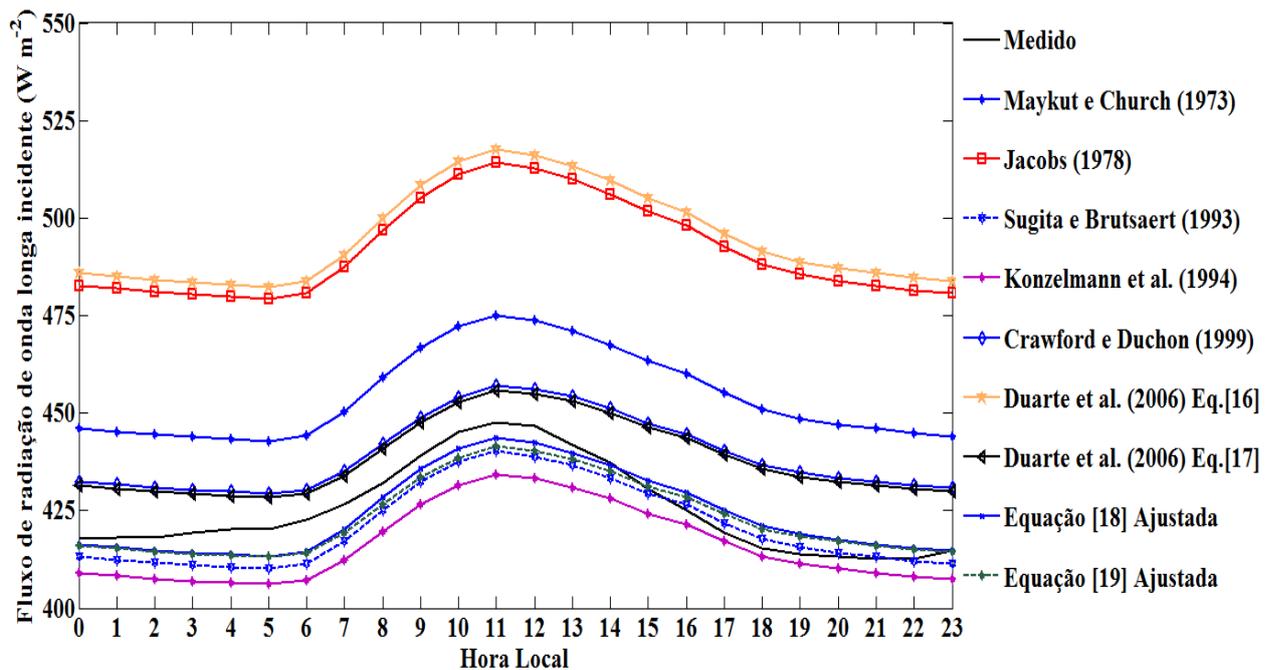


Figura 12. Variação média horária para o fluxo de radiação de onda longa incidente ($L\downarrow c$), medida e estimada, somente em dias de céu nublado para todo o período de estudo.

Ao realizar uma análise, de forma exploratória, nos fluxos de $L\downarrow$ para condições de céu nublado, verificou-se que as maiores médias, e seus respectivos *outliers*, foram encontradas nos modelos de Jacobs (1978) e a Eq. (16) de Duarte et al. (2006), aproximadamente 500 W m^{-2} (Figura 13). Constatou-se ainda, que o modelo proposto por Maykut e Church (1973) exibiu uma

média relativamente alta ($\approx 460 \text{ W m}^{-2}$). O curioso, entre esses modelos, é que todos exibem a mesma estrutura. O oposto foi visto na Eq. (18), mesmo tendo uma mesma estrutura, se comportou de forma distinta às equações citadas anteriormente. Isso pode ser explicado pelo fato de que a mesma apresenta coeficientes ajustados para esse ambiente, dessa maneira expressam valores próximos àquelas medidas. O mesmo observou-se na Eq. (19), apesar de ter uma estrutura distinta, no qual obteve um comportamento análogo à equação anterior e, por conseguinte, aos registros medidos.

Observou-se também uma maior frequência de *outliers* nos grupos medidos e estimados. Estes valores atípicos inferiores se concentraram nos horários próximos ao amanhecer e no final da tarde. Enquanto que os *outliers* máximos ocorreram próximo ao meio dia local, mais especificamente, nos horários de 11 às 14 hs. Acerca dos valores medidos, esses altos registros (superiores a 460 W m^{-2}) também fora observado por Correia (2000), na Amazônia Central. As maiores ocorrência dos valores estimados sucederam no período vespertino, onde a cobertura de nuvens foi mais atuante, onde é comum nessa região de estudo.

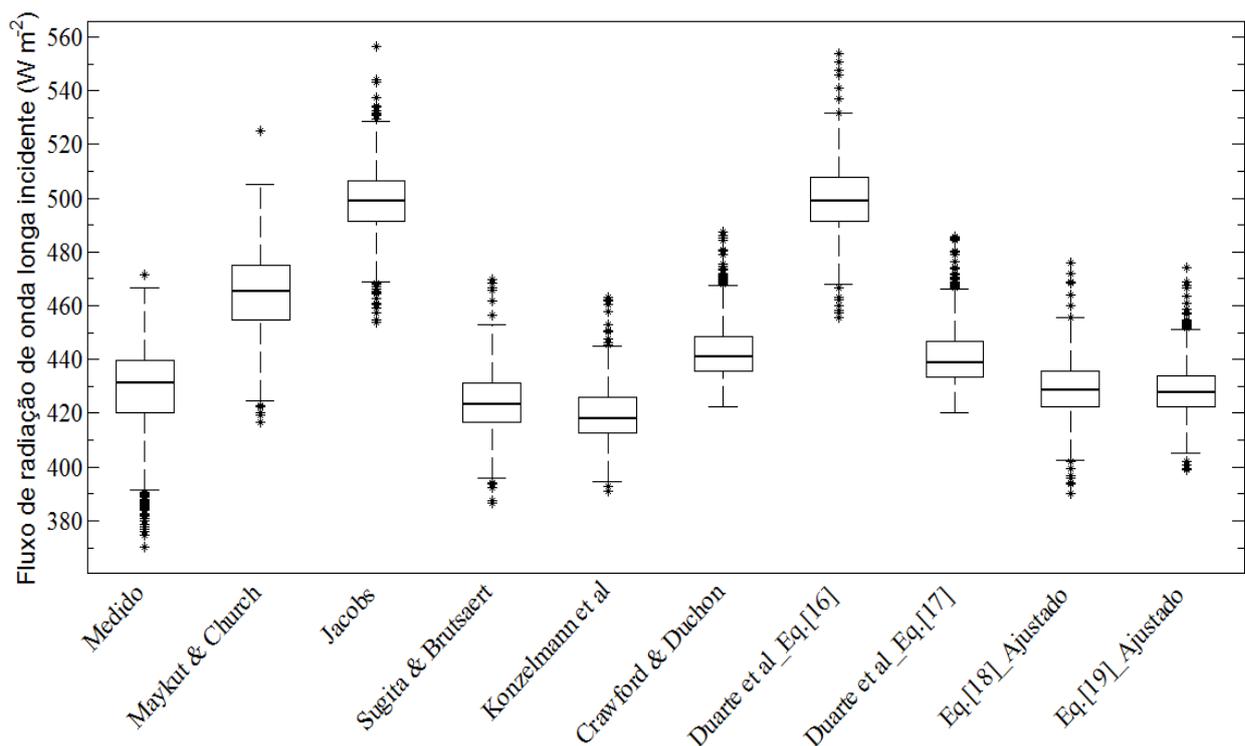


Figura 13. *Box plot* para os fluxos de radiação de onda longa incidente medida e estimadas, em dias com céu nublado, para a Amazônia Central.

5. CONCLUSÕES

Com base no que foi relatado neste trabalho e nas discussões realizadas, referentes às análises do comportamento da radiação de onda longa incidente ($L\downarrow$), medidas e estimadas, na região central floresta Amazônica, pode-se concluir o seguinte:

- A Transformada em Ondeletas revela-se uma ferramenta matemática eficiente na detecção das frequências e intensidades nas séries temporais analisadas neste estudo. No período de 36 horas, para todo período analisado, nota-se um persistente, homogêneo e forte espectro energético entre a $L\downarrow$ e a temperatura do ar. Ademais, percebe-se que a precipitação e a pressão de vapor d'água exercem bastante influencia nos fluxos de $L\downarrow$, principalmente na estação chuvosa, nos períodos de 128 a 512 horas (≈ 5 a 21 dias);
- A análise através da transformada cruzada e de coerência e fase em ondeletas no período de 32 a 64 horas revelam fortes núcleos de energia entre a temperatura do ar e os fluxos de $L\downarrow$. Nos modelos ajustados, percebe-se que no período de 16 a 64 horas ao longo de toda a série, que as mesmas exibem núcleos energéticos homogêneos e um grau relativamente elevado de correlação ($> 0,9$);
- Na segunda metade da série, que corresponde à estação seca, encontra-se uma tendência de relação de antifase nos sinais entre as séries. Foi visto ainda que nesse domínio temporal, na estação seca, os maiores núcleos de energia da temperatura do ar e $L\downarrow$.
- Os modelos propostos para condições de céu claro, com o uso de seus coeficientes originais, mostram tendência em subestimar os fluxos de $L\downarrow$ medidos. Os modelos de Idso e Jackson (1969), Brutsaert (1975) e de Prata (1996) são os que apresentam os melhores desempenhos, estabelecendo uma satisfatória concordância de Willmott. Todavia, os modelos de Sugita e Brutsaert (1993), Duarte et al. (2006) e Kruk et al. (2010) geram os piores desempenhos.
- Com os ajustes nos coeficientes, de acordo com as condições ambientais da área de estudo, os modelos expuseram uma melhora nas estimativas nos fluxos de $L\downarrow$. São os modelos ajustados de Brunt (1932) e de Brutsaert (1975) que geraram os melhores resultados. Cabe salientar, que o modelo ajustado de Prata (1996) também apresentou um bom desempenho. Portanto, esses três modelos podem ser utilizados na Amazônia Central em face de sua base física;
- E os modelos propostos para condições de céu nublado, exibem um desempenho regular. A exceção é o modelo determinado por Sugita e Brutsaert (1993). O mesmo pode-se dizer das Eq. (18) e Eq. (19) ajustadas, as quais exibem excelentes resultados estatísticos.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar, L. J. G. Balanço de radiação em áreas de floresta e de pastagem em Rondônia. Viçosa: UFV, 2007. 70p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola).
- Aguiar, L. J. G.; Costa, J. M. N.; Fischer, G. R.; Aguiar, R. G.; Costa, A. C. L.; Ferreira, W. P. M. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica em áreas de floresta e de pastagem no sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, p. 215-224, 2011.
- Andrade, N. L. R.; Aguiar, R. G.; Sanches, L.; Alves, E. C. R. F.; Nogueira, J. S. Partição do saldo de radiação em áreas de floresta Amazônica e floresta de transição Amazônia-cerrado. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, p. 346-355, 2009.
- Andreas, E. L.; Ackley, S. F. On the Differences in Ablation Seasons of Arctic and Antarctic Sea Ice. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 39, p. 440-447, 1982.
- Araújo, A. C.; Nobre, A. D.; Kruijt, B.; Elbers, J. A.; Dallarosa, R.; Stefani, P.; Von Randow, C.; Manzi, A. O.; Culf, A. D.; Gash, J. H. C.; Valentini, R.; Kabat, P. Comparative measurements of carbon dioxide fluxes from two nearby towers in a central Amazonian rainforest: the Manaus LBA site. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 107, p. 8090, 2002.
- Araújo, W. S. Estudo da variabilidade hidrometeorológica no nordeste do Brasil utilizando análise multivariada e espectral. Campina Grande: UFCG, 2013. 198p. Tese (Doutorado em Meteorologia).
- Artaxo, P.; Gatti, L. V.; Leal, A. M. C., Longo, K. M.; Freitas, S. R.; Lara, L. L.; Pauliquevis, T. M.; Procópio, A. S., Rizzo, L. V. Química atmosférica na Amazônia: A floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. *Acta Amazônica*, v. 35, p. 185-196, 2005.
- Aubinet, M. Longwave sky radiation parametrizations. *Solar Energy*, v. 53, p. 147-154, 1994.
- Arya, S. P. S. Introduction to micrometeorology. London: Academic Press, Inc. 1988. 307p.
- Bárbaro, E.; Oliveira, A. P.; Soares, J.; Codato, G.; Ferreira, M. J.; Mlakar, P.; Božnar, M. Z.; Escobedo, J. F. Observational Characterization of the Downward Atmospheric Longwave Radiation at the Surface in the City of São Paulo. *Journal Applied Meteorology and Climatology*, v. 49, p. 2574–2590. 2010.
- Barbosa, E. B. M.; Rosa, R. R.; Nandamudi, L. V.; Bolzan, M. J. A.; Tomazella, J. Caracterização por ondeletas de processos físicos não-lineares na micro-bacia amazônica. In: Congresso Nacional de Matemática Aplicada e Computacional (CNMAC), 28, 2005. São Paulo. Anais...
- Barbosa, A. C. B. Estudo da Variabilidade Acoplada Oceano-Atmosfera no Atlântico Tropical. São Paulo: USP, 2007. 139p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).

- Barbosa, A. C. B.; Blitzkow, D. Ondaletas: Histórico e Aplicação. Trabalho de Doutorado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo. IAG/USP, 2008.
- Barbosa, H. M. J. Vapor de água da atmosfera: do efeito estufa às mudanças climáticas. *Revista USP*, n. 103, p. 67-80, 2014.
- Bastable, H. G.; Shuttleworth, W. J.; Dallarosa, R. L. G.; Fisch, G.; Nobre, C. A. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. *International Journal of Climatology*, v.13, p. 783-796, 1993.
- Bignami, F.; Marullo, S.; Santoleri, R.; Schiano, M. E. Longwave radiation budget in the Mediterranean Sea, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 2501-2514, 1995.
- Bloomfield, D. S.; Mcateer, R. T. J.; Lites, B. W.; Judge, P. G.; Mathioudakis, M.; Keenan, F. P. Wavelet phase coherence analysis: application to a quiet-sun magnetic element. *The Astrophysical Journal*, v. 617, p. 623-632, 2004.
- Bolzan, M. J. A. Estudo da influencia das estruturas coerentes e da rugosidade na estimativa de fluxos turbulentos sobre o Pantanal. São José dos Campos: INPE, 1998. 138p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Bolzan, M. J. A. Análise da transformada em ondeletas aplicada em sinal geofísico. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 26, p. 37-41, 2004.
- Bruce, A.; Gao, H. Y. *Applied Wavelet Analysis with S-Plus*. 1ª Ed. Springer-Verlag, New York: 1996. 338p.
- Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 58, p. 389-420, 1932.
- Brutsaert, W. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v. 11, p. 742-744, 1975.
- Brutsaert, W. *Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 1982. 299p.
- Campanharo, A. S. L.; Ramos, F. M. O.; Macau, E. E. N. Análise de sinais turbulentos na copa da floresta amazônica: em busca de caos e estruturas coerentes. In: *Workshop dos Cursos de Computação Aplicada do INPE, 5 (WORCAP)*. São José dos Campos, 2005. Anais...
- Carmona, F.; Rivas, R.; Caselles, V. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 115, p. 281-295. 2014.
- Carrilho, F. J. S.; Carrilho, S. B. P.; Nogueira, J. S.; Pinto Junior, O. B. Modelos para estimativa da radiação de onda longa atmosférica no cerrado Mato-Grossense. *Revista Monografias Ambientais*, v. 12, p. 2734 - 2748, 2013.

- Cássia-Silva, R. Estudo do balanço de radiação no pantanal sul matogrossense. São José dos Campos: INPE, 2002. 213p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Conraria, L. A.; Azevedo, N.; Soares, M. J. Using wavelets to decompose the time–frequency effects of monetary policy. *Physica A*, v. 387, p. 2863–2878, 2008.
- Correia, F. W. S. Estudo do balanço de radiação em área de policultivo na Amazônia. São José dos Campos: INPE, 2000. 137p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Correia, F. W. S.; Manzi, A. O.; Candido, L. A.; Santos, R. M. N; Pauliquevis, T. Balanço de Umidade na Amazônia e sua sensibilidade as mudanças na cobertura vegetal. *Ciência e Cultura (SBPC)*, v. 59, p. 39-43, 2007.
- Crawford, T. M.; Duchon, C. E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, p. 474–480, 1999.
- Cruz, R. C. Uso de Funções de Transferência e da Transformada *Wavelet* aplicadas a Sinais Meteorológicos da Floresta Nacional de Caxiuanã. Belém: UFPa, 2008. 92p. Dissertação (Mestrado em Matemática e Estatística).
- Culf, A. D.; Gash, J. H. C. Longwave radiation from clear skies in Niger: a comparison of observations with simple formulas. *Journal of Applied Meteorology*, v. 32, p. 539–547, 1993.
- Culf, A. D.; Fisch, G.; Hodnett, M. G. The albedo of Amazonian forest and ranchland. *Journal of Climate*, v. 8, p.1544-1554, 1995.
- Curado, L. F. A. Estimativa sazonal da emissividade atmosférica no Pantanal Mato-Grossense. Cuiabá: UFMT, 2011. 68p. Dissertação (Mestrado em Física Ambiental).
- Dal Pai, E. Modelos de estimativa da radiação atmosférica em função da temperatura, umidade e dos índices radiométricos K_t e K_d para Botucatu – SP. Botucatu: UNESP, 2014. 66p. Tese (Doutorado em Agronomia).
- Daubechies, I. *Ten Lectures on Wavelets*. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics, 1992. 357p.
- Duarte, H. F.; Dias, N. L.; Maggiotto, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 139, p. 171–181, 2006.
- Escobedo, J. F.; Gomes, E. N.; Dal Pai, A.; Martins, D.; Oliveira, A. P.; Soares, J.; Bárbaro, E. W. Evolução diurno-noturna da radiação de onda longa atmosférica (LW) horária em Botucatu/SP/Brasil. In: Congresso Argentino de Meteorologia, 10, e Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia, 13, 2009, Buenos Aires, Argentina. Anais...
- Farge, M. Wavelet Transforms and their applications to turbulence. *Annual Reviews of Fluid Mechanics*, v. 24, p. 395-458, 1992.

- Ferreira, A. D. Detecção das interações do sistema brisa marinha/terrestre com sistemas sinóticos na costa leste de Alagoas utilizando Transformada *Wavelet*. Maceió: UFAL, 2009. 111p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Forster, P.; Ramaswamy, V.; Artaxo, P.; Berntsen, T.; Betts R. A.; Fahey, D. W.; Haywood, J.; Lean, J.; Lowe, D. C.; Myhre, G.; Nganga, J.; Prinn, R.; Raga, G.; Schulz, M.; Van Dorland, R. Changes in Atmospheric Constituents and Radiative Forcing. In: Solomon, S.; Qin, D.; Manning, M.; Chen, Z.; Marquis, M.; Averyt, K. B.; Tignor, M.; Miller, H. L. (eds) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change Book, Cambridge University Press, UK, 2007. Cap. 2, p. 133-234.
- Fisch, G.; Marengo, J. A.; Nobre, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*. v. 28, p. 101–126. 1998.
- Fisch, G.; Vendrame, I.; Hanaoka, P. C. M. Variabilidade Espacial da Chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. *Acta Amazônica*, v. 37, p. 585-592, 2007.
- Furon, A. C.; Riddle, C. W.; Smith, C. R.; Warland, J. S. Wavelet analysis of wintertime and spring thaw CO₂ and N₂O fluxes from agricultural fields. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 148, p. 1305–1317, 2008.
- Galvão, J. A. C. Estudo do balanço de radiação em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. São José dos Campos: INPE, 1999. 125p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Galvão, J. A. C.; Fisch, G. Balanço de radiação em área de pastagem na Amazônia. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.8, p. 1-10, 2000.
- Gamage, N.; Blumen, W. Comparative analysis of low-level cold fronts: Wavelet, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions. *Monthly Weather Review*. v. 121, p. 2867-2878, 1993.
- Gençay, R.; Selçuk, F.; Whitcher, B. *An Introduction to Wavelets and Other Filtering Methods in Finance and Economics*. Academic Press, London. 2002. 359p.
- Gomes, E. N. Medidas e modelos de estimativa da radiação direta na incidência. Botucatu: UNESP, 2006. 97p. Tese (Doutorado em Agronomia).
- 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.
- Gu, D.; Philander, S. G. H. Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. *Journal of Climate*, v. 8, p. 864-876, 1995.
- Heitor, A.; Biga, A. J.; Rosa, R. Thermal Radiation Componentes of the Energy Balance at the Ground. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 54, p. 29-48, 1991.

- Hoyt, D. V.; Schatten, K. H. The role of the sun in climate change. New York: Oxford University Press, 1997. 279p.
- Idso, S. B.; Jackson, R. D. Thermal radiation from the atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 5397–5403, 1969.
- Idso, S. B. A set of equations for full spectrum and 8 to 14 μm and 10.5 to 12.5 μm thermal radiation from cloudless skies. *Water Resources Research*, v. 17, p. 295–304, 1981.
- Inácio, T. Potencial solar das radiações global, difusa e direta em Botucatu. Botucatu: UNESP, 2009. 72p. Dissertação (Mestrado em Agronomia).
- Iqbal, M. An introduction to solar radiation. New York: Academic Press, 1983. 390p.
- Iziomon, M. G.; Mayer, H.; Matzarakis, A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 65, p. 1107–1116, 2003.
- Jacobs, J. D. Radiation climate of Broughton Island. *Energy Budget Studies in Relation to Fast-Ice Breakup Processes in Davis Strait*, Occasional Paper 26, R. G. Barry and J. D. Jacobs, Eds., Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, p. 105–120, 1978.
- Jevrejeva, S.; Moore, J. C.; Grinsted, A. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. 4677, 2003.
- Kolling, E. M. Análise operacional de um sistema fotovoltaico de bombeamento de água. Cascavel: UNIOESTE, 2001. 64p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola).
- Konzelmann, T.; Van Der Wal, R. S. W.; Greuell, W.; Bintanja, R.; Henneken, E. A. C.; Abe-Ouchi, A. Parameterization of global and longwave incoming radiation for the Greenland ice sheet. *Global and Planetary Change*, v. 9, p. 143–164, 1994.
- Kruk, N. S.; Vendrame, I. F.; Rocha, H. R.; Chou, S. C.; Cabral, O. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 99, p. 115–123, 2010.
- Liou, K. N. An introduction to atmospheric radiation. 2a edição. Academic Press-Los Angeles. 2002. 598p.
- Lutgens, F. K.; Tarbuck, E. J. The atmosphere: an introduction to meteorology, 6^a ed. New Jersey: Prentice Hall Inc., 1995. 462p.
- Malhi, Y.; Pegoraro, E.; Nobre, A. D.; Pereira, M. G. P.; Grace, J.; Culf, A. D.; Clement, R. Energy and water dynamics of a central Amazonian rain forest. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 45-1 – 45-17, 2002.
- Martins, H.; Fonseca, A.; Souza Jr., C.; Sales, M.; Veríssimo, A. Boletim Transparência Florestal da Amazônia Legal (janeiro de 2014). Boletim. Belém-PA. 2014. 11p.

- Maykut, G. A.; Church, P. E. Radiation climate of Barrow, Alaska, 1962–1966. *Journal of Applied Meteorology*, v. 12, p. 620–628, 1973.
- Mendonça, E. D.; Campelo Júnior, J. H.; Priante Filho, N. Estimativa de emissividade atmosférica em Santo Antônio do Leverger – MT. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v.4, p. 63-71, 1996.
- Morettin, P. A.; Toloí, C. M. C. *Análise de séries temporais*. 2. ed. São Paulo: E. Blücher, 2006. 38p.
- Morlet, J. Sampling theory and wave propagation. NATO ASI Series, Issues in Acoustic Signal/Image Processing and Recognition, v. F1, p. 233-261, 1983.
- Motzer, T. Micrometeorological aspects of a tropical mountain forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 135, p. 230-240. 2005.
- Moura, M. A. L.; Lyra, R. F. F.; Bennincasa, M.; Tenório, R. S.; Nascimento-Filho, M. F. Comparação da radiação solar global em áreas de floresta e pastagem na Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 16, p. 91-99, 2001.
- Moura, M. N.; Vitorino, M. I. Variabilidade da precipitação em tempo e espaço associada à Zona de Convergência Intertropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, p. 475-483, 2012.
- Moura, R. G. Estudos das radiações solar e terrestre acima e dentro de uma floresta tropical úmida. São José dos Campos: INPE, 2001. 146p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Niemelä, S.; Räisänen, P.; Savijärvi, H. Comparison of surface radiative flux parameterizations. Part I: longwave radiation. *Atmospheric Research*. v. 58, p. 1–18, 2001.
- Nogueira, J. S.; Lima, E. A. *Coletânea física ambiental I*. Vol. 1. Ed. Baraúna, São Paulo. 2011. 277p.
- Numata, I.; Cochrane, M. A.; Roberts, D. A.; Soares, J. V.; Souza, C. M.; Sales, M. H. Biomass collapse and carbon emissions from forest fragmentation in the Brazilian Amazon. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. v.115, p. 1-10. 2010.
- Percival, D. B.; Walden, A. T. *Wavelet Methods for Time Series Analysis*. Cambridge University Press. 2000. 594p.
- Peixoto, J. P.; Oort, A. H. *Physics of climate*. New York: American Institute of Physics (AIP) Press, 1992. 520p.
- Pereira, A. R.; Angelocci, L. R.; Sentelhas, P. C. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478p.
- Plana-Fattori, A.; Ceballos, J. C. Glossário de termos técnicos em radiação atmosférica versão2. 2009. Disponível em <<http://pituna.cptec.inpe.br:8080/radiacao/glossar/glossar.htm>> Acesso em 30 de abril de 2014.

- Prata, A. J. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 122, p. 1127–1151, 1996.
- Querino, C. A. S. Avaliação da radiação solar em ecossistemas de manguezal tropical em Alagoas, Brasil. Maceió: UFAL, 2006. 97p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia).
- Rennó, C. D.; Nobre, A. D.; Cuartas, L. A.; Soares, J. V.; Hodnett, M. G.; Tomasella, J.; Waterloo, M. J. HAND, A new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, v. 112, p. 3469-3481, 2008.
- Rocha, H. R.; Goulden, M. L.; Miller, S. D. C.; 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: EAST AMAZONIA. *Ecological Applications*, v. 14, p. S22-S32. 2004.
- Rodrigues Neto, C.; Zanandrea, A.; Ramos, F. M.; Rosa, R. R.; Bolzan, M. J. A.; Sá, L. D. A. Multiscale analysis from turbulent time series with wavelet transform. *Physica A*, v. 295, p. 215–218, 2001.
- Rosa, I. M. D.; Souza, C.; Ewers, R. M. Changes in size of deforested patches in the Brazilian Amazon. *Conservation Biology*, v. 26, p. 932–937, 2012.
- Rosenberg, N. J.; Blad, B. L.; Verma, S. B. *Microclimate the biological environment*. Ed. Wiley-Interscience, Estados Unidos, 1983. 495p.
- Santos, C. A. C.; Silva, B. B.; Rao, T. V. R.; Satyamurty, P.; Manzi, A. O. Downward longwave radiation estimates for clear-sky conditions over northeast Brazil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 26, p. 443-450, 2011.
- Santos, C. B.; Polydoro, L. A. Importância do estudo da radiação solar e nebulosidade na geração de energia elétrica através do efeito fotovoltaico. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, 2002, Foz do Iguaçu. Anais...
- Sellers, W. D. *Physical Climatology*. The University of Chicago Press, Chicago. 1965. 272p.
- Sena, E. T. Variabilidade espacial e temporal da forçante radiativa direta de aerossóis de queimadas e os efeitos da mudança de uso do solo na Amazônia. São Paulo: USP, 2013. 272p. Tese (Doutorado em Física).
- Shimabukuro, Y. E.; Santos, J. R.; Formaggio, A. R.; Duarte, V.; Rudorff, B. F. T. The Brazilian Amazon Monitoring Program. In *Global Forest Monitoring from Earth Observation*; Achard, F., Hansen, M.C., Eds.; CRC Press: Boca Raton, FL, USA. p. 167–184, 2012.
- Souza, M. J. H.; Ramos, M. M.; Costa, L. C.; Lhamas, A. J. M.; Siqueira, D. L. Déficit hídrico e radiação interceptada e refletida pela Limeira Ácida Tahiti. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12, 2002, Foz do Iguaçu. Anais...

- Souza Filho, J. D. C.; Ribeiro, A.; Costa, M. H.; Cohen, J. C. P.; Rocha, E. J. P. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, p. 318-330, 2006.
- Souza Junior, C. Monitoring of Forest Degradation. In: *Global Forest Monitoring from Earth Observation*; Achard, F., Hansen, M.C., Eds.; CRC Press: Boca Raton, FL, USA. p. 185–208, 2012.
- Sugita, M.; Brutsaert, W. H. Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. *Water Resources Research*, v. 29, p. 599–605, 1993.
- Satterlund, D. R. An improved equation for estimating longwave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*, v. 15, p. 1649–1650. 1979.
- Swinbank, W. C. Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. v. 89, p. 339–348, 1963.
- Tavares, P. S. Observação e análise da radiação solar global e fotossinteticamente ativa na região de Maceió. Maceió: UFAL, 2005. 42p. Monografia (Graduação em Meteorologia).
- Tetens, V. O. Über einige meteorologische Begriffe, *Zeitschrift Geophysic*, Wurzburg, v. 6, p. 297-309, 1930.
- Tomasella, J.; Hodnett, M. G.; Cuartas, L. A.; Nobre, A. D.; Waterloo, M. J.; Oliveira, S. M. The water balance of an Amazonian micro-catchment: the effect of interannual variability of rainfall on hydrological behavior. *Hydrological Processes*, v. 22, p. 2133–2147, 2008.
- Torrence, C.; Compo, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.79, p. 61-78, 1998.
- Torrence, C.; Webster, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO–Monsoon System. *Journal of Climate*, v. 12, p. 2679-2690, 1999.
- Tucci, C. E. M. *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Editora da Universidade/ABRH, Porto Alegre - RS, Brasil. 1997. 450p.
- Vale, R.; Filizola, N; Souza, R; Schongart, J. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 41, p. 577-586. 2011.
- Vianello, R. L.; Alves, A. R. *Meteorologia básica e aplicações*. Ed. UFV. Viçosa – Brasil, 2000. 448p.
- Vilani, M. T.; Sanches, L.; Costa, M. H.; Gaio, D. C.; Nogueira, J. S.; Estimativa da absorvância da radiação fotossinteticamente ativa de uma vegetação de transição floresta Amazônica-cerrado por três métodos. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, v. 15, p. 289-298, 2007.
- Vilani, M. T.; Sanches, L.; Pinheiro, M. R.; Pinto Junior, O. B. Estimativa da radiação de onda longa incidente em uma floresta semidecídua tropical da Bacia Amazônica. *Ciência e Natura*, v. 32, p. 65-81, 2010.

- Viswanadham, Y.; Ramanadham, R. Surface energy balance at a tropical station. *Pure and Applied Geophysics*, v. 81, p. 279-312, 1970.
- Viswanadham, Y. Infrared flux and flux divergence in a clear tropical southern atmosphere. *Ciência e cultura*, São Paulo, v. 33, p. 380-390, 1981.
- Vitorino, M. I.; Silva Dias, P. L.; Ferreira, N. J. Observational study of the seasonality of the submonthly and intraseasonal signal over the tropics. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 93, p. 17-35, 2006.
- Von Randow, R. C. S.; Alvalá, R. C. S. Estimativa da radiação de onda longa atmosférica no Pantanal Sul Mato-Grossense durante os períodos secos de 1999 e 2000. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.21, p. 398-412, 2006.
- Waterloo, M. J.; Oliveira, S. M.; Drucker, D. P.; Nobre, A. D.; Cuartas, L. A.; Hodnett, M. G.; Langedijk, I.; Jans, W. W. P.; Tomasella, J.; Araújo, A. C.; Pimentel, T. P.; Estrada, J. C. M. Export of organic carbon in run-off from an Amazonian rainforest blackwater catchment. *Hydrological Processes*, v. 20, p. 2581–2597, 2006.
- Weng, H. Y.; Lau, K. M. Wavelet, period-doubling and time-frequency localization with application to satellite data analysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 51, p. 2523-2541, 1994.
- Willmott, C. J. On the validation of models. *Physical Geography*. v. 2, p. 184–194, 1981.
- Willmott, C. J. Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin American Meteorological Society*, v. 63, p. 1309–1313. 1982.
- Zdunkowsky, W.; Boot, A. *Dynamics of the atmosphere: A Course in the Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press, 1^a Ed. 2004. 268p.

APENDICE A

Determinou-se a água precipitável (w) através da fórmula de Hann:

$$w = 2,5 e_a$$

o qual w e expresso em mm; e é a pressão do vapor d'água (mb).

O modelo original de Prata (1996):

$$\epsilon = 1 - (1 + \xi) \exp \left\{ -(1,2 + 3,0\xi)^{\frac{1}{2}} \right\}$$

com

$$\xi = \frac{1}{R_v w (k_w + \gamma/T_a) \psi} \left(\frac{e_a}{T_a} \right)$$

em que R_v é a constante do vapor d'água ($R_v = 461,495 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) e w análogo a 10 kg m^{-2} . Ao seguir Brutsaert (1975) assume-se os valores típicos de uma atmosfera padrão ($k_w = 4,4 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$, $\gamma = 0,0065 \text{ K m}^{-1}$, $T_a = 288,15 \text{ K}$), e $\psi = 1,006$, tem-se:

$$\xi = 46,5 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)$$

Com o ajuste para a região de estudo o modelo de Prata (1996) e $w = 71,6 \text{ g cm}^{-2}$, fica:

$$\epsilon = 1 - (1 + \xi) \exp \left\{ -(a_1 + a_2 \xi)^{\frac{1}{2}} \right\}$$

em que:

$$\xi \approx 71,6 \left(\frac{e_a}{T_a} \right)$$

e os valores dos coeficientes encontrados foram $a_1 = 2,23$ e $a_2 = 3,44$.

APENDICE B

Os ajustes dos coeficientes das equações empíricas às condições da Amazônia Central foram determinados entre as correlações entre a emissividade atmosférica, estimada com base na relação $L\downarrow/\sigma T_a^4$, as estimativas de emissividade nos respectivos modelos de Brunt (1932), Brutsaert (1975) e Idso (1981), fez-se a regressão linear entre ε_a como variável dependente e $(e)^{1/2}$, $(e/T)^{1/7}$ e $e \exp(1500/T)$ como variável independente. Para o modelo ordenado por Swinbank (1963), o ajuste foi determinado através da análise de regressão linear de $\log(\varepsilon_a)$ e $\log(T_a)$, sendo a temperatura do ar absoluta, expressa em Kelvin [K], já no modelo de Idso e Jackson (1969), a regressão linear foi entre $\ln(1-\varepsilon_a)$ e T_a^2 (em °C).

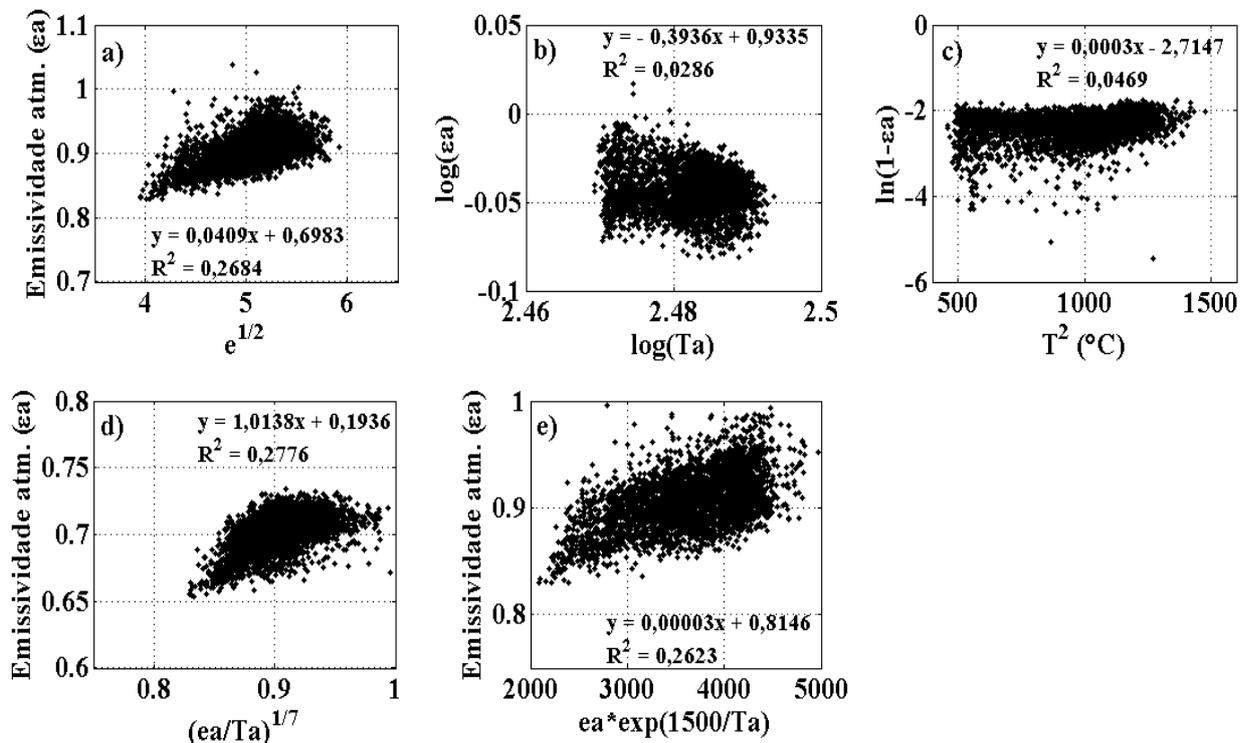


Figura B.1. Ajuste nos coeficientes nos modelos de: Brunt (a), Swinbank (b), Idso e Jackson (c), Brutsaert (d), Satterlund (e) e Idso (f), a partir dos dados observados, para dias de céu claro no ano de 2009.