

RADIAÇÃO DE ONDA LONGA SOBRE UMA SUPERFÍCIE DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO

Amanda Souza Campos

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientador:

Edson Pereira Marques Filho, Prof. Dr. (orientador)

Rio de Janeiro

Outubro de 2014

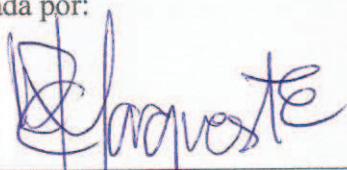
RADIAÇÃO DE ONDA LONGA SOBRE UMA SUPERFÍCIE DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO

Amanda Souza Campos

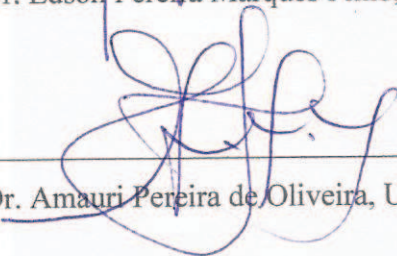
Orientador: Prof. Dr. Edson Pereira Marques Filho.

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

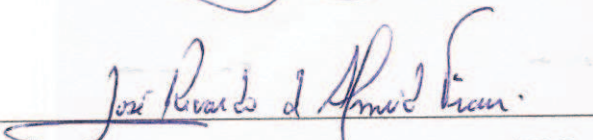
Aprovada por:



Prof. Dr. Edson Pereira Marques Filho, UFRJ.



Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira, USP.



Prof. Dr. José Ricardo de Almeida França, UFRJ.

Rio de Janeiro

Outubro de 2014

CIP - Catalogação na Publicação

C198r Campos, Amanda Souza
Radiação de onda longa sobre uma superfície da cidade do Rio de Janeiro / Amanda Souza Campos. - Rio de Janeiro, 2014.
70 f.

Orientador: Edson Pereira Marques Filho.
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, 2014.

1. Radiação de onda longa - Rio de Janeiro (cidade). I. Marques Filho, Edson Pereira, orient. II. Título.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ Proc. nº E26/111.620/2011) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq Proc. nº 308597/2012-5) pelo suporte financeiro.

À Deus pelo dom da vida e por ter força para enfrentar e superar as dificuldades que surgiram para a preparação e conclusão este trabalho.

Ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DCEA) do Ministério da Defesa pelo apoio as campanhas de radiossondagem.

Ao meu orientador Prof. Dr. Edson Pereira Marques Filho, pela sua amizade e empenho dedicado à elaboração deste trabalho.

Aos professores Hugo Abi Karam e novamente a Edson Pereira Marques Filho pelo apoio na fase inicial deste trabalho.

À coordenação do programa de pós-graduação em meteorologia e seu corpo docente.

Ao meu pai e minha irmã que sonharam junto comigo e acreditaram que iria conseguir. Em especial agradeço a minha mãe, heroína que abandonou seus afazeres para se dedicar a mim nesta fase de minha vida, sendo o meu alicerce na hora mais difícil que enfrentei.

Ao meu esposo Frank Baima, que apesar de todas as dificuldades esteve ao meu lado me dando força.

A todos que direta ou indiretamente fizeram parte da minha formação, o meu muito obrigada!

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Constante empírica
A_v	Absorvidade do meio
b	Constante empírica
c	velocidade da luz no vácuo
d	Coefficiente de ajuste de Willmott
ds	Espessura do meio
e	Pressão parcial do vapor
ε_a	Emissividade atmosférica
e_s	Pressão de saturação do vapor
ε_v	Emissividade do meio
F_v^{dw}	Fluxo de radiação atmosférico
F_v^{up}	Fluxo de radiação superficial
h	Constante de Planck
I_v	Intensidade radiante
I_v^{dw}	Intensidade radiante atmosférica
$I_{v_{max}}$	Intensidade radiante máxima
I_v^{up}	Intensidade radiante superficial
J_v	Função fonte
K_T	Índice de claridade
K_v	Coefficiente de absorção
λ	Comprimento de onda
LW^*	Balanco de radiação de onda longa
LW_{dw}	Radiação de onda longa atmosférica

LISTA DE SÍMBOLO – CONTINUAÇÃO

LW_{up}	Radiação de onda longa de superfície
μ	Intensidade superficial
$-\mu$	Intensidade atmosférica
P	Pressão atmosférica
θ	Temperatura potencial
q	Umidade específica do ar
θ_v	Temperatura potencial virtual
ρ	Densidade do meio
r	Razão de mistura
R^2	Coefficiente de determinação
R_N	Radiação líquida
R_{top}	Radiação no topo da atmosfera
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
SW^*	Balço de radiação de onda curta
SW_{dif}	Radiação solar difusa
SW_{dir}	Radiação solar direta
SW_{dw}	Radiação de onda curta atmosférica
SW_{up}	Radiação de onda curta refletida
τ	Espessura óptica
T_e	Temperatura efetiva
T_V	Temperatura virtual
v	Frequência
w	Água precipitável
z	Distância na direção normal ao plano de estratificação

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACES

CLA	Camada Limite Atmosférica
DCEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DETRAN	Departamento de Trânsito
DISORT	Discret Ordinate Radiative Transfer
FAPERJ	Fundação de Amparo  Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGEO	Instituto de Geociências
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LabMiM	Laboratrio de Micrometeorologia e Modelagem
MBE	Mean Bias Error
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP/NCAR	National Centers for Environmental Prediction/The National Center for Atmospheric Research
PMicro	Plataforma de Micrometeorologia
PMRE	Percent Mean Relative Error
RMRJ	Região Metropolitana do Rio de Janeiro
RMSE	Root Mean Square Error
SBDART	Santa Barbara Disort Atmospheric Radiation Transfer
SRPV-SP	Serviço Regional de Proteção ao Vo de São Paulo
TCLOUD	Espessura ptica de nvens
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCLOUD	Altura da camada de nvens

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.).

RADIAÇÃO DE ONDA LONGA SOBRE UMA SUPERFÍCIE DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO

Amanda Souza Campos

Orientador: Edson Pereira Marques Filho, Prof. Dr.

Outubro/2014

RESUMO

Neste trabalho apresenta-se a evolução horária e sazonal das componentes de radiação de onda longa sobre uma superfície suburbana da Cidade do Rio de Janeiro. As medidas de superfície foram coletadas na Plataforma Micrometeorológica do Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem do Instituto de Geociências, entre os anos de 2011-2014. Os perfis termodinâmicos coletados durante as campanhas intensivas do projeto MCity-RJ, realizada nos meses de verão e inverno de 2013, foram usados nas simulações com o modelo SBDART. A evolução sazonal das variáveis termodinâmicas coletadas pela PMicro foram consistentes com normais climatológica para os anos de 1961-1990. A temperatura média anual observada foi da ordem de 24°C, e umidade relativa apresentou uma pequena variabilidade ao longo do ano, com médias mensais superiores a 75%. As componentes LW_{dw} e LW_{up} apresentam máximos nos meses de verão e mínimos no inverno. O saldo da radiação de onda longa é sempre positivo ao longo do ano, perda radiativa, com valor médio da ordem de $65,9 \pm 6,1$ Wm^{-2} , consistente com as estimativas do NCEP. As condições de nebulosidade do céu foram determinadas com base no índice de claridade K_T . Os modelos empíricos propostos por Brutsaert (1975) e Brunt (1932) apresentaram maior precisão na representação dos valores horários de LW_{dw} . As simulações com o modelo SBDART mostraram que as estimativas LW_{dw} são sensíveis aos valores adotados para espessura óptica da camada de nuvens.

Palavras-chave: radiação de onda longa, região suburbana, modelos empíricos, SBDART.

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.).

LONGWAVE RADIATION ON A SURFACE OF RIO DE JANEIRO CITY

Amanda Souza Campos

Advisors: Edson Pereira Marques Filho, Prof. Dr.

October/2014

ABSTRACT

In this work we present the hourly and seasonal fluctuations in longwave radiation components on a suburban area of the City of Rio de Janeiro. Surface measurements were collected at Micrometeorological platform of Micrometeorology Laboratory and Modeling, Institute of Geosciences, between the years 2011-2014. The thermodynamic profiles collected during the intensive campaigns MCity-RJ project, held in the summer months and winter 2013 were used in the simulations with the model SBDART. The seasonal fluctuations in thermodynamic variables collected by PMicro were consistent with climatological normal for the years 1961-1990. The annual average temperature observed was of the order of 24°C, and relative humidity showed a small variation throughout the year, with higher monthly average to 75%. The components LW_{dw} and LW_{up} have maximum in the summer months and minimum in winter. The balance of longwave radiation is always positive throughout the year, radiative loss, with an average value of about $65.9 \pm 6.1 \text{ Wm}^{-2}$, consistent with the estimates of the NCEP. The conditions of cloudiness of the sky were determined based on K_T clearness index. The empirical models proposed by Brutsaert (1975) and Brunt (1932) was more accurate in representing the hourly values of LW_{dw} . The simulations with the SBDART model showed that the estimates LW_{dw} are sensitive to the values adopted for optical espessura the cloud layer.

Keywords: long-wave radiation, suburban, empirical models, SBDART.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	9
2. ELEMENTOS TEÓRICOS.....	13
2.1. Espectro eletromagnético e Leis de radiação.....	13
2.2. Balanço de radiação.....	15
2.3. Absorção no infravermelho.....	17
2.4. Equação da transferência radiativa.....	19
2.5. Termodinâmica da atmosfera.....	22
2.6. Modelos de radiação de onda longa.....	23
a) Modelos Empíricos.....	24
b) Modelo de Transferência Radiativa.....	26
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	28
3.1. Caracterização da área de estudo e a plataforma micrometeorológica.....	28
3.2. Radiômetros.....	33
3.3. Controle de qualidade das séries temporais.....	35
3.4. Inicialização do modelo SBDART.....	39
4. RESULTADOS.....	43
a) Caracterização das condições climáticas.....	43
b) Radiação de Onda Longa observada na cidade do Rio de Janeiro (PMicro).....	46
c) Modelos Empíricos.....	51
d) Modelo SBDART.....	54
5. CONCLUSÕES.....	62
6. REFERÊNCIAS.....	65

1. INTRODUÇÃO

A energia radiante emitida pelo sol viaja pelo espaço a velocidade da luz (2.998×10^8 m/s) e alcança a atmosfera terrestre. Ao atravessar a atmosfera essa energia sofre várias interações com diversos constituintes atmosféricos, sendo parte refletida pelas nuvens, parte espalhada pelas moléculas e partículas do ar, parte absorvida pelo vapor de água, dióxido de carbono, ozônio, compostos nitrosos e pela superfície da Terra (LIOU, 2002).

No sistema terrestre é comum dividir o espectro eletromagnético em duas partes principais que podem ser descritas de acordo com o seu comprimento de onda: a radiação de onda curta [ultravioleta ($0.20 - 0.39 \mu\text{m}$), visível ($0.39 - 0.78 \mu\text{m}$), infravermelho próximo ($0.78 - 4.00 \mu\text{m}$)] e radiação de onda longa [infravermelho ($4.00 - 100.00 \mu\text{m}$)] (IQBAL, 1983).

O conhecimento da diferença entre a radiação de onda curta, absorvida pelo sistema terra-atmosfera, e a radiação de onda-longa, emitida pelo mesmo sistema para o espaço, constituem o que podemos chamar de elemento motor da dinâmica atmosférica, para o problema da transferência de calor por radiação da atmosfera para a superfície da terra e vice-versa (VISWANADHAM e MASCARENHAS, 1978).

De acordo com as leis de Stefan-Boltzmann e Wien, todos os componentes do sistema climático (atmosfera, biosfera, criosfera, hidrosfera e litosfera), emitem energia radiante no espectro da região de onda longa. Portanto, praticamente toda radiação de onda curta absorvida pelo planeta Terra, retorna para o espaço como radiação de onda longa (PEIXOTO, 1993).

Segundo Arya (2001) a absorção da onda longa atmosférica depende da concentração e da distribuição vertical dos constituintes atmosféricos, sendo que uma parte significativa é absorvida por gases, em particular o vapor de água (H_2O) e o dióxido de carbono (CO_2), que são responsáveis pela redução da perda radiativa para o espaço.

Os processos de urbanização produzem mudanças radicais na natureza da superfície e nas propriedades atmosféricas de uma determinada região. Isto ocasiona modificações nas componentes do balanço de energia e nas características aerodinâmicas, que em conjunto

com as emissões de poluentes atmosféricos, afetam as condições microclimáticas (OKE, 1987).

Em geral, as superfícies urbanas absorvem e retêm mais energia do que uma superfície rural ou naturalmente vegetada, devido sua geometria favorecer a absorção de radiação, aumentando a interação entre a radiação e a superfície (MASSON, 2000; GRIMMOND, 1992). Além disso, as grandes áreas urbanas caracterizam-se por materiais que apresentam albedo e emissividade menores do que áreas naturais ou artificialmente vegetadas. A radiação de onda longa que chega à superfície da área urbana, é originária da baixa atmosfera e de objetos que a obstruem, tais como as construções verticais, que aumentam a área das superfícies radiantes (JONSSON *et al.*, 2006).

Os fluxos de radiação de onda longa desempenham na superfície terrestre um importante papel nos processos de interação superfície-atmosfera e podem ser estimados por meio de modelos empíricos, observações de superfície e modelos de transferência radiativa (BRUTSAERT, 1975; PHILIPONA *et al.*, 1995; RICCHIAZZI *et al.*, 1998).

Diferentes autores têm parametrizado a emissividade atmosférica, afim de reproduzir o comportamento da radiação de onda longa (BRUNT, 1932; BRUTSAERT, 1975; PRATA, 1996; NIEMELÄ *et al.*, 2001; BARBARO *et al.*, 2010; WANG e DICKINSON, 2013).

Brunt (1932) testou uma formulação empírica para estimar a radiação de onda longa, com observações realizadas em vários níveis atmosféricos e próximo a superfície. Ele notou que os valores da radiação de onda longa próximo a superfície eram os mesmos observados em toda a camada, se a temperatura e pressão de vapor fossem mantidos constantes.

Brutsaert (1975) parametrizou a emissividade efetiva de uma atmosfera úmida, baseado nas condições de temperatura e pressão de vapor próximo à superfície. Outros autores comprovaram a eficácia de sua formulação para representar a onda longa da atmosfera em diferentes regiões do globo [SRIDHAR e ELLIOT (2002) Oklahoma, USA; LHOMME *et al.*, (2007) Altiplano Andino entre Bolívia e Peru; KRUK *et al.*, (2010) São Paulo, Brasil; CARMONA *et al.*, (2013) Região dos Pampas, Argentina].

Prata (1996) propôs um novo esquema para céu claro, dependente da água precipitável, parametrizada pela temperatura do ar e a pressão do vapor em todos os

níveis. A modelagem empírica apresenta vantagens por ser de fácil aplicação. Porém, os esquemas tendem a subestimar e/ou superestimar os valores observados da radiação de onda longa, sendo necessário determinar novas constantes para os modelos pelo método de regressão (ALADOS *et al.*, 1995; LORIDAN *et al.*, 2011; GUBLER *et al.*, 2012).

Duarte *et al.* (2006) testaram diferentes parametrizações para condições de céu claro, com medidas coletadas em Ponta Grossa-Paraná, Brasil. Eles notaram que em dias de céu claro, as parametrizações superestimaram as medidas.

Wang e Dickinson (2013) por meio de formulações empíricas, calcularam a radiação de onda longa atmosférica sob condições extremas, ou seja, muito quente ou muito frio para 169 regiões do globo. Notaram que sob essas condições, as estimativas apresentaram grandes diferenças, o suficiente para resultar em uma discrepância de aproximadamente 20% do valor da onda longa calculada para cada modelo, o que comprova a forte dependência dessas formulações ao dado calibrado para cada local.

Os esquemas baseados em transferência radiativa, tem um melhor desempenho quanto a estimativa da radiação de onda longa, no entanto eles carecem de informações atmosféricas referentes ao estado termodinâmico, concentração de gases, aerossol, distribuição vertical de umidade e cobertura de nuvens.

O modelo de transferência radiativa SBDART (Santa Barbara DISORT Radiative Atmospheric Transfer) desenvolvido por Ricchiazzi *et al.* (1998), vem sendo usado como uma importante ferramenta para estimativas da radiação de onda longa.

Dufresne *et al.* (2002), investigaram o efeito dos aerossóis minerais, quanto a absorção e o espalhamento da radiação de onda longa. Eles mostraram que a forte aerossol afeta diretamente o armazenamento radiativo em superfície, e negligenciar o espalhamento pode levar a uma subestimativa da radiação de onda longa.

Xia e Zong (2009), confrontaram informações sobre a forçante radiativa direta de poeira sobre as radiações de ondas longa e curta no deserto Taklimakan. Notaram que na presença da poeira, o fluxo de radiação de onda longa para o espaço tende a diminuir. Considerando a variação diurna, o sistema terrestre tende a esfriar.

A radiação de onda longa pode ser observada diretamente por pirgeômetros ou saldo radiômetros. No entanto as medidas podem ser comprometidas se a cúpula ou o

corpo do instrumento emitirem algum tipo de radiação no mesmo comprimento de onda daquele que se deseja analisar (WANG e DICKINSON, 2013).

Bastable *et al.*(1993) pesquisaram a radiação de onda longa para região da floresta amazônica nas estações de estiagem e chuvosa. Eles notaram que no período seco, há uma maior perda radiativa do que no período chuvoso. Esta diferença indica que a condição de nebulosidade afetam o balanço de radiação de onda longa.

A partir de medidas diretas das componentes do balanço de radiação sobre uma superfície urbana da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), Bárbaro *et al.*(2010) estudaram a evolução diurna e sazonal de radiação de onda longa e observaram que os valores máximos estão concentrados nos meses de verão de $398 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ e os mínimos de $323 \pm 11 \text{ Wm}^{-2}$ no inverno. Além disso, notaram que sazonalmente a presença de nuvens intensifica na média os valores da radiação de onda longa e a emissividade específica da superfície. No entanto, durante o ciclo diurno a radiação de onda longa reflete as características do clima local. Para a mesma região, Ferreira *et al.* (2011) mostraram que a emissividade efetiva da atmosfera é diretamente influenciada pela concentração de vapor de água, com máximo de 0,92 nos meses de verão e mínimo de 0,79 na transição do inverno para primavera. Por outro lado, a emissividade da superfície apresenta uma pequena variação sazonal, com valor médio em torno de 0,96.

O objetivo principal desta pesquisa de mestrado é caracterizar a evolução horária e sazonal das componentes do balanço de radiação de onda longa na RMRJ, usando as medidas radiométricas de superfície e outras variáveis meteorológicas coletadas na plataforma micrometeorológica do Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem (LabMiM). As medidas de superfície serão confrontadas com as estimativas geradas por modelos empíricos e pelo modelo SBDART, como uma tentativa de reproduzir o comportamento da radiação de onda longa observada sobre uma superfície urbana característica da RMRJ. Neste caso, o modelo SBDART será inicializado com as sondagens coletadas durante a campanha intensiva de radiossondagem realizadas pelo Projeto MCity no Aeroporto do Galeão, durante os meses de inverno de 2013.

2. ELEMENTOS TEÓRICOS

2.1. Espectro eletromagnético e Leis de radiação

Todo corpo com temperatura maior que o zero absoluto (-273.15°C ou zero Kelvin) emite radiação, em todos os comprimentos de onda. O processo de transporte de energia e momento que não necessita de um meio material para se propagar ou emitir energia eletromagnética é conhecido como radiação eletromagnética (FERREIRA, *et al.*, 2004).

A radiação eletromagnética é composta por diferentes comprimentos de onda (λ), com frequência e amplitude característica, o que forma o espectro eletromagnético (Fig. 2.1).

O espectro eletromagnético pode ser dividido em várias bandas espectrais: radiação gama, raios-x, radiação ultravioleta, luz visível ou radiação fotossinteticamente ativa, radiação infravermelha, micro-ondas e ondas de rádio.

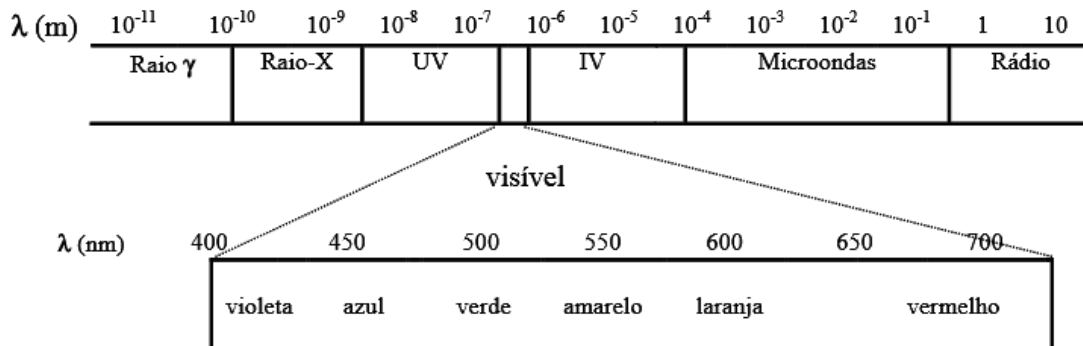


Figura 2.1 Espectro eletromagnético de acordo com o comprimento de onda de propagação. Fonte: adaptado de Andrews (1960).

A radiação solar ou onda curta, está confinada na faixa espectral de $\lambda \leq 4\mu\text{m}$, e a radiação emitida pelos corpos terrestres está na região $\lambda \geq 4\mu\text{m}$, sendo denominada de radiação de onda longa.

A interação da radiação solar com a superfície terrestre pode ser descrita se compararmos a uma superfície ideal (corpo negro).

Um corpo negro, é um modelo físico teórico que representa um perfeito absorvedor e emissor de energia eletromagnética, ou seja, a uma dada temperatura o corpo negro absorve e emite uma quantidade máxima de energia em todo comprimento de onda e em todas as direções. Através deste modelo, Planck calculou a quantidade máxima de intensidade radiante (I_λ) em um dado comprimento de onda, em função de sua temperatura, como:

$$I_\lambda = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/K\lambda T} - 1)} \quad (2.1)$$

onde h é a constante de Planck ($h = 6,23 \times 10^{-34} \text{ Js}$), K é a constante de Boltzmann ($K = 1,38 \times 10^{-23} \text{ JK}^{-1}$) e c é a velocidade da luz no vácuo.

Integrando a equação (2.1) em todo o espectro eletromagnético, a intensidade radiante pode ser expressa por:

$$I = \sigma T_e^4 \quad (2.2)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ e T_e é a temperatura efetiva em K.

A equação (2.2) descreve que a intensidade radiante emitida por um corpo negro, é proporcional à quarta potência da temperatura absoluta. Esta é a lei de Stefan-Boltzmann, fundamental para análises da transferência radiativa infravermelha.

A lei de Wien é caracterizada pelo deslocamento da intensidade máxima de emissão do corpo negro, sendo que o comprimento de onda associado à irradiância máxima é inversamente proporcional à temperatura absoluta. Portanto, diferenciando a função de Planck em relação ao comprimento de onda e igualando a zero, obtêm I máximo:

$$I_{max} = a/T_e \therefore a = 2,897 \times 10^{-3} \text{ mK}^{-1}. \quad (2.3)$$

As leis citadas acima descrevem a intensidade radiante emitida, dependente do comprimento de onda de emissão e da temperatura absoluta do meio.

Kirchhoff diz que um corpo pode absorver radiação em um dado comprimento de onda, e ao mesmo tempo pode emitir radiação no mesmo comprimento de onda. Assim a emissividade (ϵ_λ) é igual à absorvidade (A_λ) do meio, sob o equilíbrio termodinâmico ($\epsilon_\lambda = A_\lambda$). Desse modo, a teoria do corpo negro torna-se aplicável a um corpo cinza caracterizado por temperatura uniforme e radiação isotrópica¹ alcançando o equilíbrio termodinâmico². Para um corpo negro, a absorção e a emissão são máximas ($\epsilon_\lambda = A_\lambda = 1$), enquanto que para um corpo cinza, a absorção é incompleta ($\epsilon_\lambda = A_\lambda < 1$).

Como exemplo para os mecanismos de absorção e emissão do corpo cinza, pode-se adotar o campo de radiação da atmosfera terrestre, pois este como um todo é isotrópico e suas temperaturas não são uniformes na vertical.

2.2. Balanço de radiação

Em 1919, Rayleigh estudando a radiação solar notou que, quando uma onda eletromagnética incide em uma partícula, uma parte desta energia incidente é espalhada em todas as direções por partículas esféricas e recebe o nome de radiação solar difusa (SW_{dif}).

Rayleigh percebeu então que todas as partículas na natureza, independentemente do tamanho, espalham radiação. Observando este comportamento, derivou uma solução simples para uma partícula esférica muito menor do que o comprimento de onda incidente. A porção da radiação que incide na superfície sem ser absorvida ou espalhada é conhecida por radiação solar direta (SW_{dir}).

A radiação difusa é decorrente dos processos de espalhamento da radiação solar na atmosfera e, portanto, é oriunda de todas as direções do céu (INACIO, 2009); o somatório destas componentes, define a onda curta atmosférica (SW_{dw}) que alcança a superfície terrestre. Usando a notação matemática, definimos:

$$SW_{dw} = SW_{dir} + SW_{dif} \quad (2.4)$$

¹ Radiação emitida em todas as direções

² Equilíbrio termodinâmico: quando há equilíbrio térmico/mecânico/radiativo/químico, sem fluxos de matéria ou de energia, mudanças de fase.

A SW_{dw} tem uma pronunciada variação sazonal e diurna, sendo fortemente afetada pelas nuvens (Peixoto, 1993).

A parte da radiação que é refletida pela superfície (sem ser absorvida ou espalhada) é chamada de radiação de onda curta refletida (SW_{up}). Assim as contribuições radiativas da atmosfera e superfície, formam o balanço de onda curta (SW^*).

$$SW^* = SW_{dw} - SW_{up} \quad (2.5)$$

Após ser absorvida pela superfície terrestre, a radiação solar é reemitida para a atmosfera em forma de radiação terrestre ou infravermelha. Como a radiação emitida pela Terra tem um comprimento de onda muito longo em relação à radiação emitida pelo Sol, esta é chamada de radiação de onda longa. As componentes atmosféricas (LW_{dw}) e superficiais (LW_{up}) formam o balanço de onda longa (LW^*):

$$LW^* = LW_{dw} - LW_{up} \quad (2.6)$$

O balanço de onda longa é predominante durante o período noturno e contribui para o resfriamento da superfície.

O balanço de radiação líquida (R_N) é definido através do somatório das equações (2.5) e (2.6).

$$R_N = SW^* + LW^* \quad (2.7)$$

De acordo com Nunez e Oke (1976), durante a noite a LW_{dw} é ligeiramente maior nas cidades do que em áreas rurais, devido ao aumento da radiação de onda longa emitida pela superfície, tornando assim o balanço de radiação de superfície negativo.

Diariamente, o balanço de radiação é afetado pela presença de nuvens, de forma a diminuir a contribuição da componente direta da radiação solar e incrementar a radiação difusa; a determinação da fração de nuvens pode ser realizada por observação direta ou

por dados de satélite, entretanto este dado não é comumente medido e a obtenção desta informação por satélite se torna difícil (LHOMME *et al.*, 2007).

Diante da necessidade se obter informações diretas da cobertura de nebulosidade, foram desenvolvidos parâmetros capazes de determinar a fração de nuvem sem função do índice de claridade (K_T) (LIU e JOURDAN, 1960).

O K_T é comumente utilizado em avaliações das componentes de radiação solar, no entanto, o índice de claridade é inversamente proporcional à umidade atmosférica, o que torna possível determinar a radiação de onda longa.

O índice de claridade é definido pela razão entre SW_{dw} e a radiação no topo da atmosfera (R_{top}), considerando uma distribuição igual em todas as direções:

$$K_T = \frac{SW_{dw}}{R_{top}} \quad (2.8)$$

2.3. Absorção no infravermelho

A atmosfera terrestre pode ser decomposta em esferas concêntricas, como troposfera, estratosfera, mesosfera, etc., onde ocorrem importantes variações de temperatura, além de ser dividida em três grupos: moléculas de ar seco, vapor d'água e aerossóis.

Segundo Iqbal (1983) estes grupos têm características próprias. O grupo de moléculas de ar seco, é descrito a respeito da interação da radiação com alguns gases: metano (CH_4), ozônio (O_3), dióxido de carbono (CO_2), monóxido de carbono (CO); cuja distribuição na atmosfera não é homogênea e sofrem variações no tempo e no espaço em consequência das atividades industriais e agrícolas.

O grupo do vapor de água (H_2O) está fortemente ligado à quantidade de vapor presente entre a superfície e o topo da atmosfera. O grupo dos aerossóis³ por sua vez está ligado à turbidez atmosférica. Cada um desses grupos age sobre a radiação solar atenuando-a.

³ Os aerossóis são pequenas partículas líquidas ou sólidas, que em contraste com os gases permanentes da atmosfera, diferem entre si em forma, tamanho, origem, distribuição e composição material.

A radiação de onda longa, é absorvida em todos os níveis atmosféricos, pelos gases: CO_2 , óxido nitroso (N_2O), O_3 e H_2O , como mostra a Figura 2.2 (OKE, 1987).

O CO_2 absorve radiação infravermelha emitida pela superfície da terra nas faixas de 4 μm e 15 μm , evitando que ela escape para o espaço. Este processo resulta no aumento significativo da temperatura. Este gás encontra-se em excesso na atmosfera, devido principalmente ao desmatamento e à queima de combustíveis fósseis (RASERA, 2005).

O N_2O absorve o infravermelho em duas regiões localizadas entorno de 4 μm e 7 μm . Sua origem pode ser por processos naturais de descargas elétricas na atmosfera, reações fotoquímicas ou por ações antrópicas. O O_3 absorve a radiação infravermelha refletida pela superfície terrestre na faixa em torno de 9 μm (AMOUREUX, 2002).

O vapor de água entra na atmosfera por processos de evaporação e evapotranspiração, e desempenha um importante papel no sistema climático terrestre, no transporte de calor, no ciclo hidrológico, além de agir como termorregulador (SOUZA FILHO *et al.*, 2006). A maior parte da radiação infravermelha é absorvida por este gás, sendo abundante na troposfera. Dentre os gases absorvedores, o vapor de água é o mais importante e mais variável.

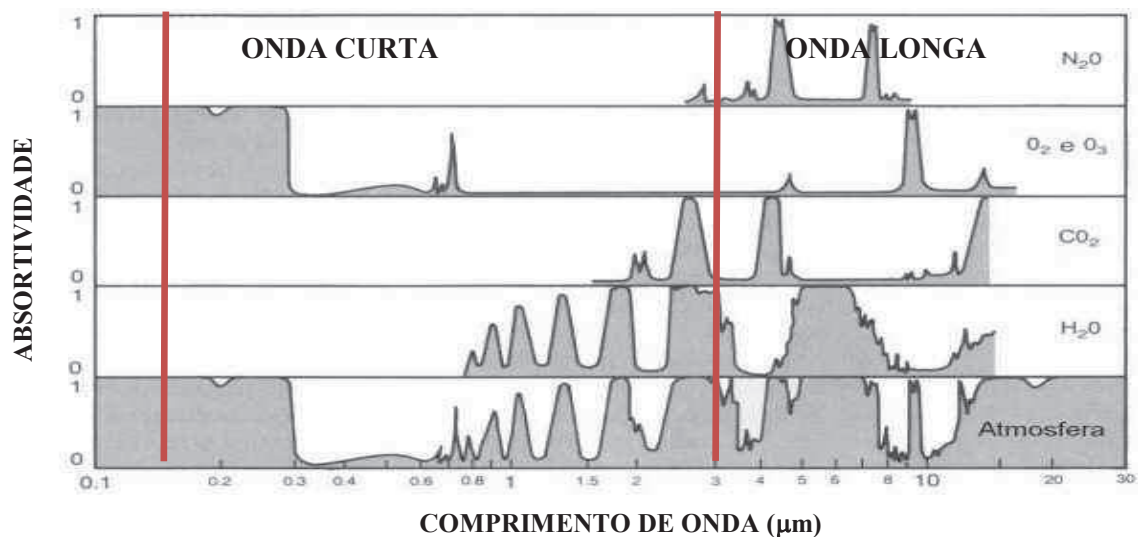


Figura 2.2 - Absorção em vários comprimentos de onda por constituintes atmosféricos e atmosfera como um todo. Fonte: Adaptada de OKE (1987).

Em geral, parte da radiação solar incidente é absorvida, interagindo com a superfície, através do aquecimento das primeiras camadas do solo, e em seguida reemitida para o espaço como radiação de onda longa. No entanto, parte desta radiação reemitida não retorna ao espaço, sendo novamente refletida e/ou absorvida pelos gases que envolvem o planeta.

2.4. Equação da transferência radiativa

Segundo Kondratyev (1969) o fenômeno físico de propagação de energia em um meio material na forma de radiação eletromagnética é conhecido por transferência radiativa.

A teoria da transferência radiativa diz que, um feixe de radiação que atravessa um meio, perde energia por absorção, ganha por emissão térmica do meio e ainda redistribui por processos de espalhamento. Desse modo, a equação de transferência radiativa tem o intuito de descrever os processos físicos (absorção, emissão e espalhamento) que afetam a propagação da radiação no meio material.

A equação geral da transferência radiativa (ETR), pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{dI_v}{\rho ds} = -k_v I_v + J_v \quad (2.9)$$

onde J_v é a função fonte, ou seja, é a razão entre o ganho e a perda de radiação, K_v é o coeficiente de absorção, ρ é a densidade do meio e ds é a espessura.

Na vertical, a atmosfera apresenta variações nos parâmetros atmosféricos e na intensidade da radiação. Em uma atmosfera plano-paralela, a equação (2.9) pode ser expressa da seguinte forma:

$$I(\tau_*, -\mu, \emptyset) = I(0; -\mu, \emptyset)e^{-\tau_*/\mu} + \int_0^{\tau_*} J(\tau'; -\mu, \emptyset)e^{-(\tau_*-\tau')/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2.10)$$

onde o primeiro e o segundo termo representam as contribuições da superfície e da atmosfera. Sendo intensidades superficiais (μ) e atmosféricas ($-\mu$) em um determinado nível com profundidade ótica normal (τ) ao plano de estratificação.

Um caso particular da ETR é a equação de Schwartzchild. Essa equação descreve as interações entre a radiação eletromagnética e o meio material que se comporta como um corpo negro. A equação de Schwartzchild considera apenas ondas eletromagnéticas localizadas na região do infravermelho, admitindo somente processos de absorção e emissão, sendo possível desprezar o espalhamento (FERREIRA *et al.*, 2004).

Considerando uma atmosfera plano-paralela, pode-se escrever a equação de Schwartzchild:

$$\mu \frac{dI_{\nu}(\tau, \mu)}{d\tau} = I_{\nu}(z, \mu) - B_{\nu}(T) \quad (2.11)$$

onde I_{ν} é a intensidade de radiação monocromática, $B_{\nu}(T)$ é a função de Planck, ν é a frequência, z é a medida de distância na direção normal ao plano de estratificação, e $\mu = \cos\theta$ sendo θ o ângulo azimutal.

Segundo Goody e Yung (1995), a terra pode ser considerada como corpo negro no espectro infravermelho, contendo condições de contorno que diferem entre si para intensidades atmosféricas e superficiais. Para as intensidades superficiais $0 \leq \mu \leq 1$ e, portanto para intensidades atmosféricas é conveniente admitir $\mu = -\mu$ para análises da transferência radiativa (LIOU, 2002).

Para intensidades atmosféricas:

$$I_{\nu}(\tau_*, \mu) = B_{\nu}(\tau_*(z)) \quad (2.12)$$

E, portanto, para intensidade atmosférica:

$$I_{\nu}(0, \mu) = 0 \quad (2.13)$$

Assim, aplicando as condições de contorno (2.12) e (2.13), a solução formal para intensidades superficial e atmosférica pode ser expressa como:

$$I_v^{up}(\tau_*; \mu) = B_v(\tau_*)e^{-(\tau_*-\tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau_*} B_v(\tau')e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2.14a)$$

$$I_v^{dw}(\tau_*; -\mu) = \int_0^{\tau} B_v(\tau')e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \frac{d\tau'}{\mu} \quad (2.14b)$$

O somatório das intensidades determina os fluxos superficial e atmosférico, responsáveis pelo aquecimento atmosférico.

Assim temos:

$$F_v^{up/dw}(\tau) = 2\pi \int_0^1 I_v^{up/dw}(\tau, \pm\mu)\mu d\mu \quad (2.15)$$

Segundo Liou (2002), o fluxo de radiação superficial (F_v^{up}) em um dado nível é produzido por contribuições da emissão de superfície que é atenuada e emissões das camadas atmosféricas. Do mesmo modo, o fluxo de radiação atmosférica (F_v^{dw}) em um dado nível é produzido por contribuições das camadas atmosféricas.

2.5. Termodinâmica da atmosfera

Na atmosfera, geralmente as variações verticais da temperatura, pressão e umidade são maiores do que as horizontais, o que torna informações obtidas por meio de radiossondagens, elementos importantes para entender e descrever o comportamento termodinâmico de uma determinada região. Variáveis termodinâmicas foram calculadas para a RMRJ a partir das formulações propostas por Bolton (1980) e Bohren e Albrecht (1998), descritas a seguir.

A temperatura potencial (θ) é definida como a temperatura que uma parcela de ar não-saturada teria se fosse trazida adiabaticamente, sem troca de calor, até o nível de pressão de referência, e pode ser expressa por:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,2854(1-0,28 \times 10^{-3}r)} \quad (2.16)$$

onde T é a temperatura do ar, P é a pressão do nível desejado e r é a razão de mistura entre a massa de vapor de água e a massa de ar seco. Vale salientar que, θ é conservativa durante processos adiabáticos não-saturados.

A umidade do ar pode ser obtida diretamente ou indiretamente, a partir de diferentes variáveis. No entanto, a variável utilizada com maior frequência é a umidade específica (q), que é o quociente entre a massa do vapor d'água e a massa total do ar úmido na qual esse vapor está contido, e que pode ser expressa em g/kg :

$$q = \frac{0,622e}{(0,622 - 1)e + P} \quad (2.17)$$

onde, e é a pressão parcial do vapor de água, sempre menor que a pressão de saturação do vapor da água (e_s). Tais grandezas são definidas por:

$$e = 611,2 \exp \left[\frac{17,67(T_d - 273.15)}{(T_d - 273.15) + 243.5} \right] \quad (2.18a)$$

$$e_s = 611,2 \exp \left[\frac{17,67(T - 273.15)}{(T - 273.15) + 243.5} \right] \quad (2.18b)$$

onde T_d é a temperatura do ponto de orvalho.

Assim como a umidade específica, a temperatura virtual (T_v) pode ser obtida por meio da utilização da temperatura do ar seco, cujo o ar esteja misturado (ar seco e vapor de água) incluindo o fator da umidade do ar. A T_v é a temperatura em que uma amostra de ar úmido teria se a pressão e densidade fossem mantidas constantes e toda a umidade fosse condensada e o calor latente de condensação fosse usado para aquecer a amostra de ar. A T_v é definida em termos da temperatura do ar (T), e dada pela equação:

$$T_v = T_k(1 + 0,61q) \quad (2.19)$$

Por sua vez, a temperatura potencial virtual (θ_v) considera os efeitos do vapor de água no empuxo de uma parcela de ar:

$$\theta_v = T_v(1 + 0,61q) \quad (2.20)$$

2.6. Modelos de radiação de onda longa

A superfície terrestre, absorve e emite seletivamente apenas uma parte da energia incidente, o que a torna diferente de um corpo negro.

A lei de Kirchoff descreve o corpo negro com emissividade efetiva igual a absorptância, onde bons absorvedores da energia radiante, são bons emissores. A emissividade efetiva é o resultado líquido da emissão e absorção em uma atmosfera estratificada, sendo tipicamente dependente da umidade atmosférica e da temperatura do ar para condição de céu claro. Em modelos empíricos, esta emissividade é calculada a fim de parametrizar a radiação de onda longa, no entanto, estes modelos tendem a superestimar a radiação de onda longa em condição de céu claro e subestimar em condição de céu com nebulosidade (DUARTE *et al.*, 2006; STAIGER E MATZARAKIS, 2010).

a) Modelos Empíricos

Segundo Trigo *et al.* (2007), a lei de Stefan-Boltzmann tem servido de base para cálculos da estimativa da LW_{dw} em condições de céu claro. Esta lei é expressa pela equação:

$$LW_{dw} = \varepsilon_a \sigma T^4 \quad (2.21)$$

onde ε_a é a emissividade efetiva da atmosfera e T é a temperatura do ar próximo a superfície. Para um corpo negro ε_a é constante e igual a 1.

A partir desta lei, Brunt (1932) apresentou uma formulação que relaciona a radiação de onda longa atmosférica, a temperatura do corpo negro e pressão de vapor, sendo a emissividade efetiva função da pressão de vapor (e):

$$LW_{dw} = (a + b\sqrt{e})\sigma T^4 \quad (2.22)$$

onde $a = 0,55$ e $b = 0,065$ são constantes.

Brutsaert (1975) propôs uma parametrização baseada na equação de Schwartzchild, a fim de estimar a emissividade efetiva da atmosfera ao nível médio do mar.

$$LW_{dw} = a \left(\frac{e}{T} \right)^{\frac{1}{7}} \sigma T^4 \quad (2.23)$$

onde T é a temperatura absoluta e $a = 1.24$ é uma constante empírica.

Prata (1996) esboçou uma parametrização baseada na teoria da transferência radiativa a partir de coeficientes filtrados empiricamente.

$$LW_{dw} = [1 - (1 + w) \exp(-(a + bw)^m)] \sigma T^4 \quad (2.24)$$

Onde os coeficientes $a = 1.2$, $b = 3$ e $m = 0.5$ são constantes empíricas. O teor de água precipitável (w) é dependente da temperatura do ar e pressão de vapor em todos os níveis. Sendo definida pela razão:

$$w \approx 46.5 \left(\frac{e}{T} \right)$$

A unidade de w está em gcm^{-2} ; e em hPa e T em Kelvin.

Niemelä et al, (2001) propuseram uma nova parametrização empírica para condições atmosféricas com forte inversão de céu claro, em função de T e pressão de vapor(e).

$$LW_{dw} = \begin{cases} (0.72 + 0.009[e - 2])\sigma T^4 & \text{se } e \geq 2 \text{ hPa} \\ (0.72 - 0.009[e - 2])\sigma T^4 & \text{se } e < 2 \text{ hPa} \end{cases} \quad (2.25)$$

O desempenho dos modelos empíricos poderá ser analisado utilizando os parâmetros estatísticos de Mean Bias Error (MBE), Root Mean Square Error ($RMSE$) e PercentMeanRelativeError ($PMRE$) obtidos respectivamente por:

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)}{N} \quad (2.26)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{N}} \quad (2.27)$$

$$PMRE = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^N \left| \frac{y_i - x_i}{x_i} \right| \quad (2.28)$$

onde y_i são os valores estimados pelo modelo, x_i os valores observados e N o número de observações.

Da análise de erros, o *MBE* fornece informações sobre o desempenho de longo prazo do modelo, sendo este erro associado ao desvio médio, já o *RMSE* fornece informações sobre o desempenho de curto prazo do modelo, este erro é associado ao desvio quadrático médio, o que indica como o valor estimado pelo modelo se aproxima do valor observado. *PMRE* mostra qual a percentagem de precisão do modelo. Este erro é associado ao desvio médio.

Quanto à análise feita através dos parâmetros, pode-se afirmar que em geral, valores positivos de *MBE* indicam uma superestimativa do modelo e vice versa, e valores pequenos de *RMSE* indicam um bom desempenho do modelo. Já o *PMRE*, indica o percentual do modelo em superestimar/subestimar o dado real.

Além dos parâmetros estatísticos, outros meios de correlacionar as medidas observadas aos valores estimados foram adotados, tal como o coeficiente de determinação (R^2) que descreve a proporção da variação total do modelo, para determinar se o modelo é um bom previsor da realidade, e o coeficiente de ajuste d proposto por Willmott (1981), que indica o grau de ajuste entre os valores estimados pelo modelo e os observados.

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - x_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|y_i - \bar{y}| + |x_i - \bar{x}|)} \quad (2.29)$$

O índice d varia entre 0 e 1, onde valores próximo de 1 indicam boa performance.

b) Modelo de Transferência Radiativa

O SBDART é um código computacional em FORTRAN designado para análise de uma ampla variedade de problemas de transferência radiativa em estudos de armazenamento de energia radiante e sensoriamento remoto.

As rotinas do SBDART têm por base o código Discrete Ordinate Radiative Transfer (DISORT), de Stamnes *et al.* (1988), responsável por solucionar equações de transferência radiativa em uma atmosfera plano-paralelo não homogênea na vertical com ou sem nuvem.

O código SBDART tem disponível seis perfis atmosféricos desenvolvidos por McClatchey *et al.* (1972), capazes de modular características atmosféricas de diferentes regiões. Os perfis são estruturados da seguinte maneira: altura da camada (km), pressão atmosférica (mbar), temperatura do ar (K), densidade do vapor d'água (g/m^3) e densidade do ozônio (g/m^3).

O SBDART é capaz de estimar componentes das radiações solar e terrestre utilizando dados reais sobre as propriedades termodinâmicas de uma coluna de ar obtidas por radiossondagens e informações sobre a nebulosidade da região em estudo.

As radiossondagens lançadas durante o projeto MCity – RJ coletaram informações atmosféricas indispensáveis (pressão, temperatura e umidade), para alimentar o modelo SBDART e assim parametrizar o comportamento da radiação de onda longa para o período desejado.

Segundo Souza (2006), as variações médias anuais dos fluxos radiativos de onda longa no topo da atmosfera são produzidas por nuvens cirrus, cirrostratus e convectivas profundas, enquanto que mudanças médias anuais à superfície são causadas por nuvens stratocumulus, cumulus e altostratus.

Informações sobre a espessura óptica de nuvens (TCLLOUD) e altura da base da camada de nuvens (ZCLOUD) devem ser inseridas no modelo, uma vez que as nuvens podem influenciar significativamente no tempo e clima, pois refletem mais radiação solar do que absorvem, o que favorece ao aumento da emissividade atmosférica efetiva.

Na Tabela 2.1 são apresentadas a descrição e os valores padrões dos parâmetros de entrada adotados pelo SBDART.

Tabela 2.1–Parâmetros de entrada do modelo SBDART e seus respectivos valores padrões.

Parâmetro de entrada	
wlinf = 0.550	Limite inferior do comprimento
wlsup = 0.550	Limite superior do comprimento.
wlinc = 0.0	Resolução espectral do modelo.
zcloud = 5*0.0	Altitude da camada de nuvens.
tcloud = 5*0.0	Espessura óptica da camada de nuvens.
sza = 0.0	Ângulo solar zenital.
iout = 1	Saída das irradiâncias para cada comprimento de onda. Se considerado =10, a saída das irradiâncias integradas.
idatm = 1	Perfil atmosférico padrão. Se idatm=0, o usuário inseri um perfil atmosférico específico.
xco2 = 360	Concentração do dióxido de carbono
tbaer = 47*0.0	Profundidade óptica na vertical da camada de aerossol

Os valores de Wlinf e Wlsup só serão computados se forem mudados do seu padrão. ZCLOUD especifica a camada de nuvens em quilômetros em até 5 valores. TLOUD e TBAER tem seu valor padrão calculado em 0.55 μm , necessitando de ajustes para a atmosfera a ser estudada.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Caracterização da área de estudo e a plataforma micrometeorológica

A cidade do Rio de Janeiro está situada na porção leste do sudeste brasileiro e junto com outros 18 municípios formam a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), com aproximadamente 12,1 milhões de habitantes (IBGE, 2013). A RMRJ ocupa uma área equivalente a 5.327 km², 12% da área total do Estado, caracterizada por relevo irregular com maciços rochosos, áreas urbanas e naturais, banhada pelo oceano Atlântico, e situada no entorno das Baías de Guanabara e Sepetiba (AB' SÁBER, 2007). O parque industrial da RMRJ é responsável por 8% no produto interno bruto (IBGE, 2013), e possui uma expressiva frota de 4,0 milhões de veículos automotores (DETRAN, 2012).

O clima desta região é classificado como tropical úmido ou clima equatorial, com verão chuvoso e inverno seco. Nos meses de verão (Dez-Jan-Fev), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) favorece a ocorrência de eventos de precipitação severa (DERECZYNSKI *et al.*, 2009; BAIMA DE SOUSA e KARAM, 2014). Por se tratar de uma região litorânea, as condições meteorológicas locais são moduladas pelos efeitos das brisas marítima e terrestre. De acordo com Marques Filho *et al.* (2009), os microclimas observados na RMRJ podem ser classificados de acordo com o seu comportamento termodinâmico como urbano, marítimo e vegetado.

O Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (LabMiM-IGEO-UFRJ) realiza, desde novembro de 2010, o monitoramento contínuo das componentes do balanço de radiação e das variáveis meteorológicas padrão, com o apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) (Procs. n°E-26/110449/2007 e n° E-26/102394/2010).

A Plataforma Micrometeorológica (PMicro) do LabMiM, uma estrutura metálica de 6 m², construída sobre edifício do IGEO, com uma torre micrometeorológica de 10 m instalada no centro, está localizada no campus da Ilha do Fundão, na porção norte da cidade. A área de influência da PMicro possui características suburbanas, com edifícios, instalações industriais, residências e extensa cobertura vegetal, circunvizinha à Baía de

Guanabara (Fig. 3.1). A cobertura da superfície em um raio de 1 km é composta de 40% de área urbanizada, 32% de lâminas de água e 28% de área verde (Fig. 3.2).



Figura 3.1 - (a) Localização geográfica da PMicro (IGEO-UFRJ) e do Aeroporto do Galeão aonde foram realizadas as campanhas de radiossondagem; (b) Prédio do IGEO (bloco H2) com 12,5 m de altura, localizado no Campus da Ilha do Fundão-UFRJ, aonde foi instalada a plataforma (seta indicativa em amarelo); (b) PMicro-IGEO de 6 m² com o conjunto instrumental instalado na torre micrometeorológica de 10 m. Fotos tiradas em fevereiro de 2013.



Figura 3.2 - Ocupação urbana da área no entorno da PMicro. Fonte: Google Maps (2013).

Inicialmente o conjunto instrumental da PMicro era composto de piranômetros, pirgeômetros e uma mini estação meteorológica, instalados no guarda corpo de 10 m de comprimento e 1,50 m de altura, no topo do edifício do IGEO (MESQUITA, 2012). Em 2012, foram adquiridos novos conjuntos instrumentais para medidas diretas de todas as componentes do balanço de energia. As variáveis ambientais medidas e as respectivas alturas de instalação dos sensores são apresentados na Fig. 3.3 e na Tabela 3.1.

As medidas coletadas, resposta lenta a cada 5 minutos e resposta rápida a 10Hz, são organizadas em banco de dados padronizado com eixo de tempo contínuo. Atividades de manutenção dos equipamentos da PMicro, como limpeza dos radiômetros, regulagem do anel de sombreamento e a verificação geral das condições de funcionamento é realizada 3 vezes por semana. Pelo menos uma vez por mês, os sensores instalados na torre também passam por uma verificação geral das condições de instalação e limpeza. Problemas na coleta de alguma medida podem ser verificados quase em tempo real por meio do monitoramento das variáveis ambientais na página internet do LabMiM (<http://www.labmim.meteorologia.ufrj.br/monitora.htm>), atualizada a cada 30 minutos (Fig. 3.4).

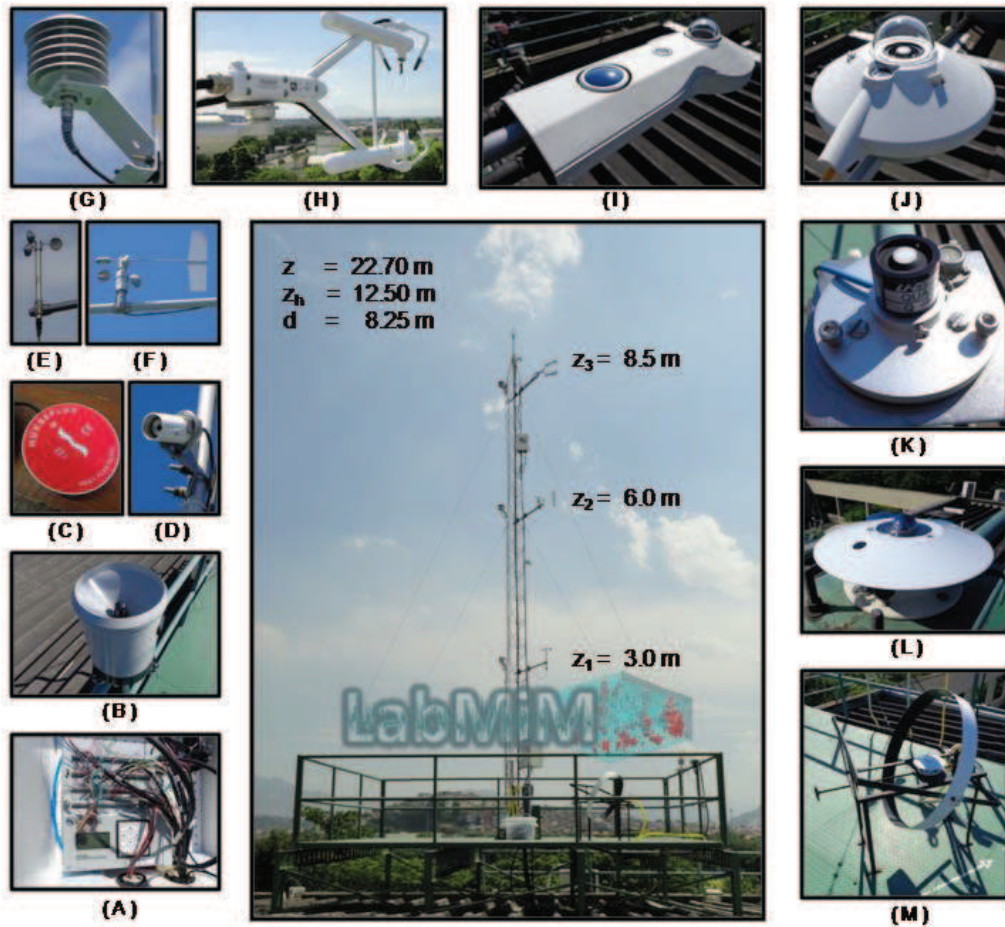


Figura 3.3 - Nova PMicro, e seu conjunto instrumental composto de: (A) *datalogger* CR5000; (B) pluviômetro; (C) placa de fluxo de calor no solo; (D) termômetro infravermelho; (E) anemômetro de copo; (F) anemômetro de copo e pá de vento; (G) psicrômetro e barômetro; (H) anemômetro sônico e analisador de gás; (I) saldo radiômetro; (J) radiômetro UV; (K) radiômetro PAR; (L) pirgeômetro; (M) piranômetro e mesa com anel de sombreamento alinhado com o Norte geográfico. As demais variáveis representam: altura em relação a superfície (z); altura do prédio (z_h); deslocamento do plano zero (d); e alturas de medidas na torre (z_1 , z_2 e z_3).

Tabela 3.1 - Sistema de medidas das componentes do balanço de energia instalado na PMicro, localizada nas coordenadas 22°51'26.0"S e 43°14'1.4"W, 9 m acima do nível médio do mar e sobre um prédio de 12,5m de altura.

Descrição	Modelo	Variável	Altura na plataforma (m)	Taxa (Hz)
Anemômetro sônico e analisador infravermelho de gases	IRGASON	$u, v, w, T_s, \rho_{CO_2}, \rho_{H_2O}$	8.5 (0°)	10
Sensor de temperatura		T	8.0	
Sensor de pressão		p	8.0	
Saldo radiômetro	CNR4	$R_N, SW_{DW}, SW_{UP}, LW_{DW}, LW_{UP}$	1.2	0.5
Piranômetro	PSP	SW_{DIF}	1.2	
Pirgeômetro	PIR	LW_{DW}	1.2	
Sensor de UV	CUV5	SW_{UV}	1.2	
Sensor de PAR	Licor	SW_{PAR}	1.2	
Sensor de temperatura e umidade relativa do ar	CS215	T, UR	3.0	
			6.0	
			8.0	
Sensor infravermelho de temperatura da superfície.	SI111	T_G	5.0	
Anemômetro de concha e sensor direção do vento	034B	Vel, Dir	6.0	
Anemômetro de concha	014A	Vel	3.0	
Sensor de precipitação	TB4 385	prec	1.2	
Fluxímetro	HFP01	G	-0.05	
Temperatura do solo	107	T_s	-	
Datalogger	CR5000	-	1.5	
Sistema de pára-raios e aterramentos				

Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem
Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ
Instituto de Geociências - IGEO



Apresentação

Projetos

Monitoramento

Publicações

Equipe

Contato

Monitoramento das variáveis ambientais (atualização a cada 30 min)

Suporte Financeiro:

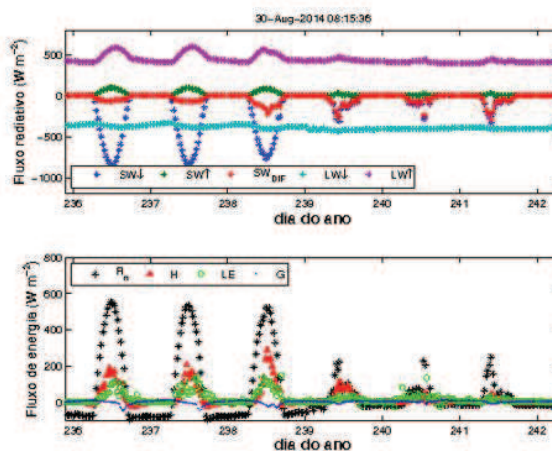


Figura 3.4 - Sítio internet do LabMiM com a página do monitoramento das variáveis ambientais atualizadas a cada 30 min.

3.2. Radiômetros

O instrumento utilizado para medir radiação é denominado de radiômetro. De modo geral, o princípio de funcionamento do radiômetro caracteriza-se pelo uso de uma termopilha, que mede a diferença de temperatura entre duas superfícies, ou seja, absorve energia de qualquer comprimento de onda do espectro eletromagnético, e a converte em um sinal de saída.

O radiômetro pode ser classificado de acordo com o uso, tais como: piranômetro, pirgeômetro, saldo radiômetro e radiômetro UV. No entanto, neste estudo serão enfatizados somente os instrumentos de medição de radiação de onda longa.

a) Pirgeômetro

O pirgeômetro modelo PIR (*Precision Infrared Radiometer*), desenvolvido pelo laboratório Eppley, que se destina medir unicamente radiação de onda longa ou radiação terrestre.

Este instrumento é composto por um corpo de bronze fundido, com um disco branco esmaltado, e uma cúpula de silício. Esta cúpula tem a função de proteger o elemento sensível da radiação inferior a 3 μm , uma vez que o material é quase opaco a radiação de onda curta.

Segundo Brock e Richardson (2001), o elemento sensível de um radiômetro é um sensor termopilha que mede a variação de temperatura, induzidos por ganho (perda) de calor devido à absorção (emissão) de radiação por uma superfície preta.

No PIR, este elemento sensível é revestido por uma resina preta que tem a capacidade de realizar uma absorção seletiva do comprimento de onda na faixa entre 3 a 50 μm na baixa atmosfera.

O sinal de saída do radiômetro é um sinal analógico em milivolt (mV), diretamente proporcional a radiação medida, cuja tensão de saída varia de acordo com a temperatura do sensor termistor. Há grande absorvância da cúpula causa diferenças de temperatura entre a cúpula e o corpo do pirgeômetro e, portanto existe uma radiação

térmica adicional sobre a superfície do sensor, que é proporcional a diferença entre a temperatura do corpo e da cúpula.

Para corrigir a diferença de temperatura entre a cúpula e o corpo do instrumento, Albrecht e Cox (1977), propuseram adicionar um fator de correção alteração na expressão original de Drummond *et al.*, (1970). Porém, se os valores de temperatura da cúpula e do corpo forem iguais, este termo torna-se igual à zero reduzindo para a equação proposta por Drummond *et al.*, (1970).

$$C = \frac{V}{E} + \sigma T_{\text{corpo}}^4 + B\sigma(T_{\text{cúpula}}^4 - T_{\text{corpo}}^4) \therefore B: \text{Fator de correção} \quad (3.1)$$

A temperatura medida T pode ser calculada através da seguinte expressão:

$$T_{PIR} = \left(1 / (C_1 + C_2 * \ln(R(\Omega)) + C_3 * \ln(R(\Omega)))\right)^3 \quad (3.2)$$

onde C_1 , C_2 e C_3 são constantes adimensionais, com valores de $1,0295 \times 10^{-3}$, $2,391 \times 10^{-4}$ e $1,568 \times 10^{-7}$ respectivamente. A resistência R(ohms) é medida através do sensor de termopilha que determina as perdas de radiação do corpo e da cúpula, sendo assim a Eq. (3.2) pode ser ajustada para calcular a temperatura do corpo e da cúpula da seguinte forma:

$$R_{\text{corpo/cúpula}} = 1000 * (R(\Omega)) / 1 - R(\Omega) \quad (3.3)$$

Logo,

$$T_{\text{corpo/cúpula}} = \left[1 / (C_1 + C_2 * \ln(R_{\text{corpo}}) + C_3 * \ln(R_{\text{corpo}}))\right]^3 \quad (3.4)$$

O valor da constante de calibração do pirgeômetro é de $3,75 \times 10^{-6} \text{V/Wm}^{-2}$.

b) Saldo Radiômetro

O saldo radiômetro é um conjunto de quatro radiômetros que medem as quatro componentes do balanço de radiação. O modelo CNR4 da marca Kipp e Zonen é composto de uma haste de montagem, um nível de bolha, um par de piranômetros

modelo CM3 e um par de pirgeômetros modelo CG3. O CNR4 também possui um sensor de temperatura usada na correção das medidas de onda longa. O sinal de saída é em milivolt (mV).

Do ponto de vista espectral, os piranômetros e os pirgeômetros são complementares. Juntos, eles cobrem uma gama espectral entre 0,3-3 μm , e 4,5-42 μm respectivamente (KIPP e ZONEN, 2009).

O princípio de funcionamento do piranômetro CM3 é similar a de um radiômetro convencional, porém a termopilha, encontra-se isolada por uma cúpula de vidro (ambos integrados ao corpo do instrumento), que funciona como janela ótica para o infravermelho próximo, respondendo a um campo de visão de 180°.

O valor da constante de calibração do sensor voltado para cima (CM3_{up}) é de 17,66 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ e do sensor voltado para baixo (CM3_{down}) é de 15,79 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.

O pirgeômetro CG3, consiste de uma termopilha isolada sob uma cúpula de menisco, pois este assegura que as gotículas de água se movimentem facilmente sobre a cúpula, aumentando o campo de visão de 180° em comparação com uma janela plana com campo de visão de 150°. A temperatura do instrumento (T_{CNR}) usada na correção das medidas de onda longa é obtida admitindo-se que:

$$T_{CNR} = \frac{-\alpha + \sqrt{\alpha^2 - 4\beta \left(\frac{-R}{100} + 1\right)}}{2\beta} \quad (3.5)$$

onde R é a resistência do sensor em ohms, α e β são constantes adimensionais com valores de $3,9080 \times 10^{-3}$ e $-5,8019 \times 10^{-7}$ respectivamente.

O valor da constante de calibração do sensor voltado para cima (CG3_{up}) é de 12,70 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ e do voltado para baixo (CG3_{down}) é de 9,85 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.

3.3. Controle de qualidade das séries temporais

O controle de qualidade adotado para as medidas radiométricas segue alguns dos critérios propostos por Long e Shi (2008). Primeiramente, para assegurar a consistência física das séries temporais de *LW* foram estabelecidas como válidas as medidas pertencentes aos seguintes intervalos absolutos:

$$\begin{aligned}
300 \text{ Wm}^{-2} &\leq LW_{dw} \leq 600 \text{ Wm}^{-2} \\
300 \text{ Wm}^{-2} &\leq LW_{up} \leq 700 \text{ Wm}^{-2}
\end{aligned}
\tag{3.6}$$

De acordo com Ohmura (2001), existe uma correlação entre as componentes de LW e a temperatura do ar (T). Isto ocorre porque durante o dia, o ar quente e a alta concentração de gases do efeito estufa no primeiro 1 km da atmosfera, além da mistura turbulenta, produz uma forte correlação entre o perfil de T e seu valor próximo a superfície. Deste modo, T pode ser usado nas variações da equação de Stefan-Boltzmann, para estabelecer os limites comparativos para LW_{dw} e LW_{up} :

$$\begin{aligned}
0,7\sigma T^4 &\leq LW_{dw} \leq \sigma T^4 + 50 \\
\sigma(T - 10)^4 &\leq LW_{up} \leq \sigma(T + 25)^4
\end{aligned}
\tag{3.8}$$

Adicionalmente, quando o módulo da diferença entre as temperaturas da cúpula e do corpo do pirgeômetro foram superiores a 5°C as medidas foram desconsideradas.

As séries temporais das variáveis radiométricas após a aplicação dos critérios sugeridos por Long e Shi (2008) são apresentadas nas Figs. 3.5 e 3.6. A ausência de medidas entre os meses de agosto de 2012 e fevereiro de 2013 refere-se ao período no qual a nova plataforma PMicro estava em construção.

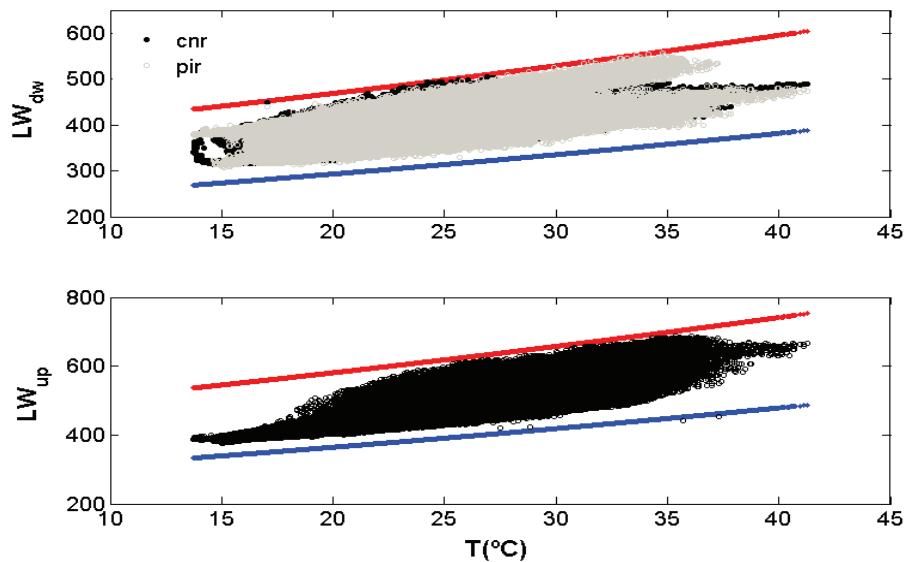


Figura 3.5 - As séries temporais das componentes (a) LW_{dw} e (b) LW_{up} resultantes do controle de qualidade. As linhas em vermelho e azul em (a) e (b) representam respectivamente os limites superior e inferior para LW_{dw} e LW_{up} descritos na Eq. (3.8).

Medidas estatísticas de tendência central e dispersão são calculadas nas séries temporais resultantes com o objetivo de caracterizar a evolução diurna e sazonal das componentes do balanço de LW e das variáveis meteorológicas padrão (WILKS, 1996). Segundo Bussab e Morettin (2010), tanto a média quanto o desvio padrão podem não ser medidas adequadas para representar um conjunto de dados, pois são afetados pelos valores extremos, e não fornecem informações sobre a simetria ou assimetria da distribuição do conjunto de dados. Informações adicionais sobre a forma da distribuição de frequência podem ser obtidas pela análise dos quantis (Q) de 0,25, 0,5 e 0,75.

A frequência de amostragem das medidas é igual 0,5 Hz, sendo que o arquivo de saída contém os valores médios a cada 5 minutos. O intervalo de tempo considerado no cálculo das medidas estatísticas foi igual a 1h, equivalente a escala integral de tempo na camada limite atmosférica. A quantidade de observações horárias de LW_{dw} e LW_{up} durante o período 2011-2014 aprovadas pelo controle de qualidade é mostrada na Fig. 3.7.

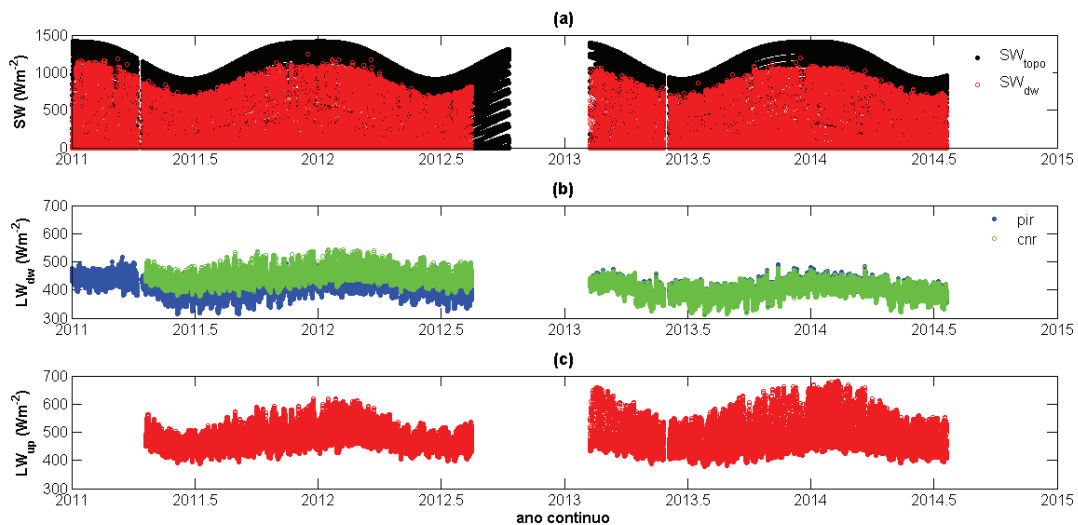


Figura 3.6 - Evolução temporal das componentes de radiação para o período de 2011-2014:(a) SW_{dw} e SW_{topo} (teórica); (b) LW_{dw} obtida pelo pirgeômetro PIR (Eppley) e pelo saldo radiômetro CNR (Kipp&Zonen); e (c) LW_{up} .

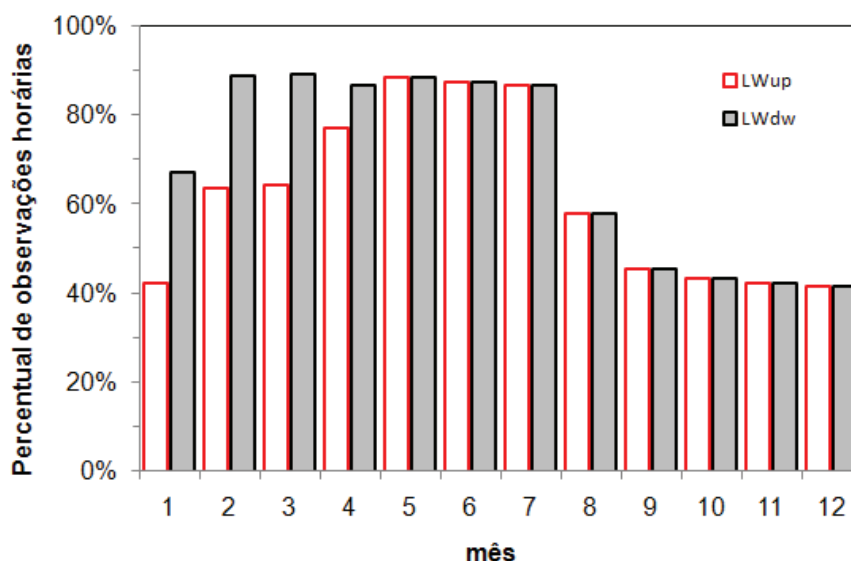


Figura 3.7 - Percentual de observações mensais das componentes LW_{dw} e LW_{up} aprovadas no controle de qualidade para cada mês do ano, durante o período de 2011-2014.

Diferentes modelos empíricos foram testados para estimar o comportamento de LW_{dw} na cidade do Rio de Janeiro, sob condições de céu claro. As constantes empíricas a e b foram determinadas pelo da regressão não-linear multivariada, que relaciona os valores estimados com as observações (HAIR, *et al.*, 2009).

Para verificar a consistência física das medidas radiométricas coletadas na PMicro antes de 2013, foram realizados testes comparativos entre os sensores CNR1(protótipo) e CNR4 (referência). Estes sensores estiveram simultaneamente em operação durante 9 dias, entre os dias 04/02/2013 e 12/02/2013.

O método de calibração usado foi o da regressão, conforme descrito por Oliveira *et al.* (1996). Neste, a constante de calibração é determinada de acordo com o coeficiente angular da reta de regressão ajustada pelo método dos mínimos quadrados, passando pela origem do sistema de coordenadas. Desse modo, a nova constante de calibração (K_P)é obtida através da seguinte relação:

$$K_P = aK_R \tag{3.9}$$

sendo a o coeficiente angular da reta K_R a constante de calibração do instrumento de referência.

A Figura 3.8 apresenta as comparações entre as componentes de onda curta (SW) e LW medidas pelos saldos radiômetros e seus respectivos coeficientes angular da reta e de determinação R^2 . As análises mostram que as medidas de SW_{dw} , SW_{up} e LW_{up} são similares, com coeficiente angular da reta próximo de 1 e R^2 igual a 1. As medidas de LW_{dw} apresentam uma maior espalhamento, especialmente para observações acima de 420 W m^{-2} obtidas com o CNR1, mas nada que comprometa sua representatividade.

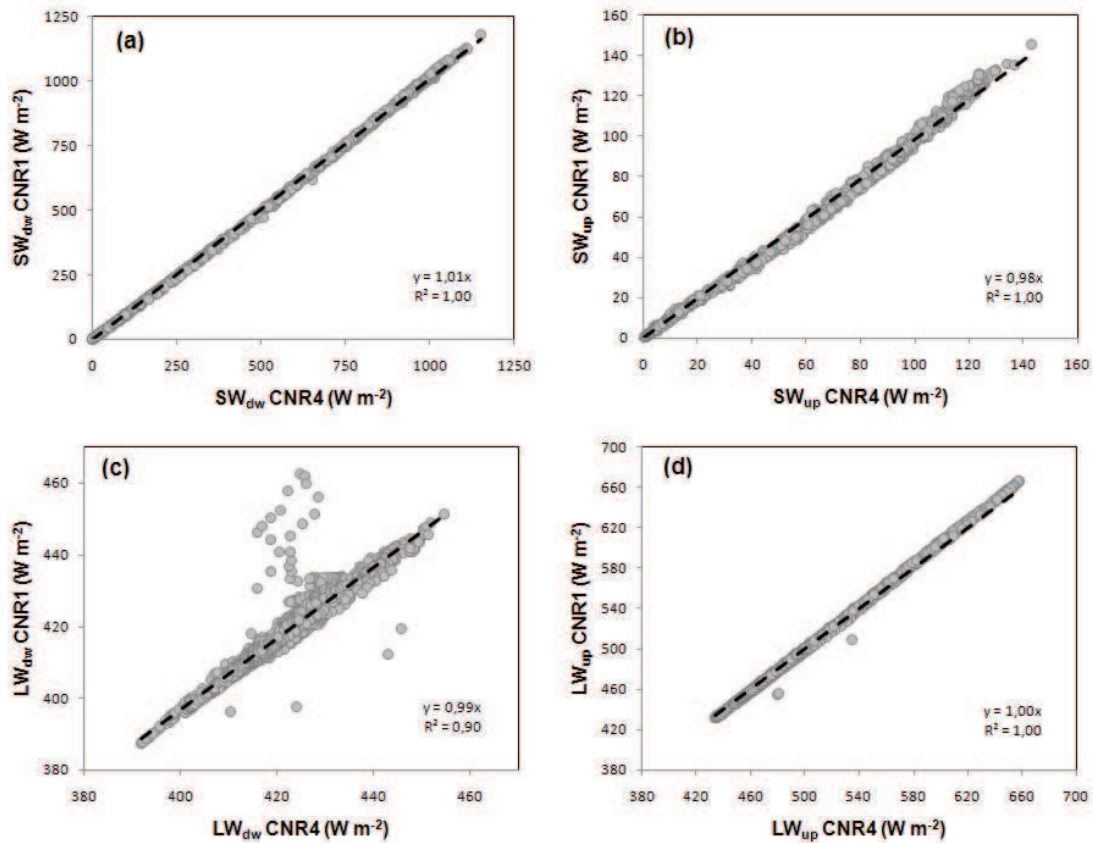


Figura 3.8 - Comparação entre os saldos CNR1 protótipo e CNR4 referência para as componentes: (a) radiação de onda curta atmosférica; (b) radiação de onda longa atmosférica; (c) radiação de onda curta refletida; (d) radiação de onda longa de superfície.

3.4. Inicialização do modelo SBDART

O código SBDART possui uma biblioteca (NAMELIST), que realiza a leitura de um arquivo de entrada (INPUT). O NAMELIST contém propriedades com valores padrões de entrada, que podem ser substituídos no arquivo INPUT. Esta substituição facilita ao usuário fornecer apenas os parâmetros de seu interesse, bem como a inclusão de um perfil termodinâmico.

O fluxo de radiação de onda longa atmosférica incidente na superfície terrestre, será estimado a partir dos perfis verticais das variáveis termodinâmicas coletadas durante as duas campanhas experimentais intensivas realizadas no Aeroporto do Galeão (projeto MCity-RJ), nos meses de verão e inverno.

O experimento de verão foi realizado entre os dias 12 a 22 de março de 2013, e o de inverno entre os dias 09 a 19 de julho de 2013. Durante o MCity-RJ foram lançadas 164 radiossondas, 42 em horários regulares METAR (00 e 12 GMT) e 122 em horários não regulares (03, 06, 09, 15, 18, 21 GMT).

Os valores dos parâmetros relacionados as nuvens (Ricchiuzzi *et al.*, 1998), TCloud e ZCloud, adotados nas simulações são mostrados na Tabela 3.2. O tipo de nuvem definido em cada horário simulado foi obtido das observações de superfície realizadas pela rede Metar-Galeão.

Tabela 3.2 - Profundidade óptica e espessura de diferentes camadas de nuvens.

Tipos de nuvens	ZCLOUD	TCLLOUD
Altas	6 – 9 km	6
Médias	4 – 6 km	24
Baixas	1 – 4 km	30

Para minimizar o efeito das nuvens nas estimativas de LW_{dw} serão selecionados apenas os dias de céu claro.

Neste trabalho, foi usado a concentração média de CO₂ para o ano de 2012 (395 ppm), de acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2012). Este valor concorda com as observações de superfície obtidas na PMicro para o período de inverno (Fig. 3.9), sendo 9,72% superior ao valor padrão assumido pelo SBDART (360 ppm).

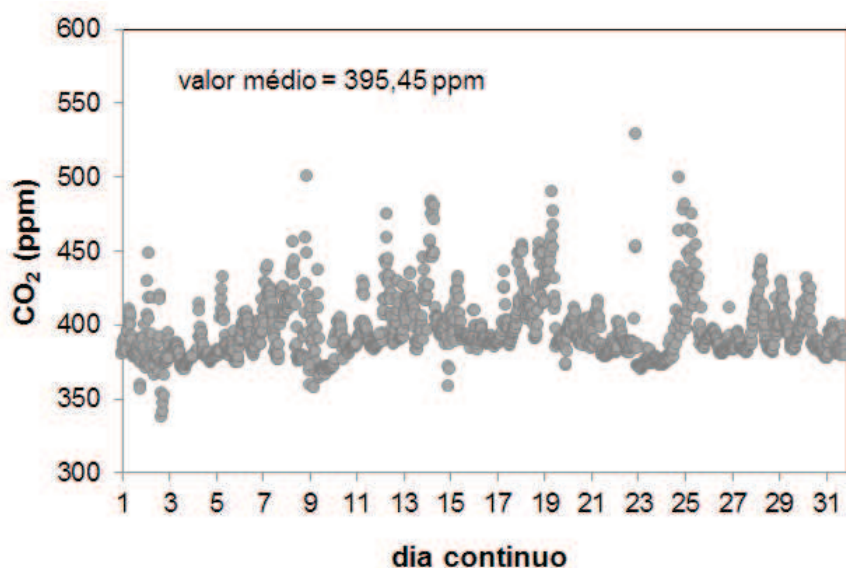


Figura3.9 – Concentração de carbono medida na PMicro durante a campanha de inverno do projeto MCity- RJ.

A profundidade óptica de aerossóis adotada neste trabalho foi obtida pelo fotômetro do projeto AERONET da *National Aeronautics and Space Administration*(NASA), instalado na PMicro durante alguns meses do ano de 2011 e disponível no sítio internet (http://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/type_one_station_opera_v2_new). O valor usado foi igual a 0,24 nm para o período de inverno.

A distribuição vertical da densidade do ozônio foi considerada a mesma (0.349 atm-cm) do código SBDART, devido a carência de informações.

A simulação do fluxo de radiação de onda longa atmosférica foi computada para um intervalo de comprimento de onda entre 4-100 μm . A atmosfera é dividida em 58 camadas. A resolução de grade do modelo é controlada a partir de parâmetros definidos a 10 m próximo à superfície até o topo da camada limite atmosférica (valor padrão de 0 a 30 km), para 50 pontos de grade.

O SBDART inclui cálculos de transferência radiativa que reproduzem processos importantes que afetam o campo de radiação atmosférico, desse modo, testes de sensibilidade na saída do modelo para os primeiros 1.000 metros próximos a superfície, nos permitiu avaliar quais parâmetros são mais relevantes em uma simulação de transferência radiativa.

Os valores dos parâmetros de entrada adotados nas simulações com o SBDART são descritos na Tabela 3.3.

Tabela 3.3–Valores modificados dos parâmetros de entrada do modelo SBDART.

Parâmetros de entrada
wlinf = 4
wlisup = 100
wlinc = -.01
zcloud = 1, -2, 2, -6, 6, -9
tcloud = 6, 24, 30
sza = 62
iout = 10
idatm = 0, 1
xco2 = 395
tbaer = 0.24

Para determinar a consistência dos resultados gerados pelo modelo, foi realizada uma comparação entre a radiação estimada e os dados de *LW* coletados na PMicro para no período estudado.

4. RESULTADOS

a) Caracterização das condições climáticas

O clima na cidade do Rio de Janeiro é classificado como subtropical úmido, com verões quentes e úmidos de dezembro a fevereiro, e invernos menos quentes e secos de junho a agosto.

Pelas normais climatológicas, a temperatura média ($T_{1961-1990}$) anual é da ordem de 24°C, com máximo de 26.6 em fevereiro e mínimo de 21.3 em julho (Fig. 4.1). Nos meses de verão é comum a ocorrência de máximas superiores a 35°C, e no inverno, em decorrência da passagem de frentes frias, a temperatura mínima pode chegar a 13°C. A temperatura média mensal medida na PMicro ($T_{2011-2014}$) estão consistentes com as normais climatológicas, exceto o mês de fevereiro que neste período foi 2,2 °C superior a $T_{1961-1990}$.

A umidade relativa ($UR_{1961-1990}$) apresenta uma pequena variabilidade ao longo do ano, com valores médios superiores a 75%. Isto reflete a grande disponibilidade de vapor de água em uma região litorânea, circundada por áreas vegetadas. As discrepâncias observadas em $UR_{2011-2014}$ nos meses de verão e primavera podem estar relacionadas as características do sítio experimental e ao pequeno período de amostragem, em comparação as normais climatológicas.

A precipitação na RMRJ sofre influências de diferentes fatores tais como brisa marítima, topografia, frentes frias e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (LIEBMANN *et al.* 1999). A precipitação acumulada nos meses de verão é da ordem de 540 mm, com mínimo no inverno, 41.9 mm em julho, relacionado a frentes frias.

O comportamento de LW_{dw} e LW_{up} varia de acordo o padrão de nebulosidade. Na região equatorial, este padrão está associado ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical, localizada entre os hemisférios norte e sul, no qual gera instabilidade atmosférica (FERREIRA, 1996). Sobre o sudeste brasileiro, a ausência de nuvens está associada a um sistema de alta pressão semi-permanente localizado sobre o Atlântico Sul, que gera estabilidade atmosférica (CARVALHO, *et al.*, 2004). No entanto, a entrada de sistemas transientes, como sistemas frontais, podem alterar a distribuição de nebulosidade e assim influenciar na emissividade atmosférica (BASTOS, *et al.*, 2001).

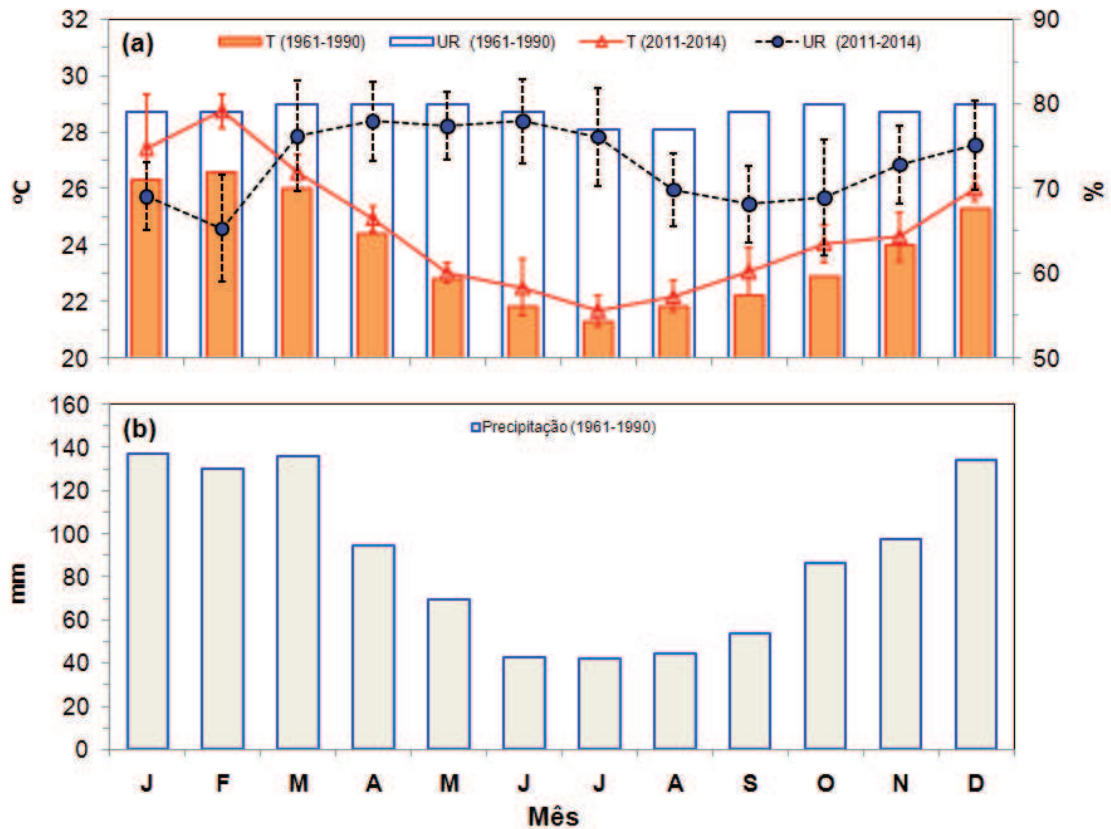


Figura 4.1- Variação sazonal da: (a) temperatura do ar e umidade relativa; (b) precipitação. Os subscritos 1961-1990 representam as normais climatológicas do INMET e 2011-2014 as médias mensais obtidas com os dados coletados na PMicro. As barras verticais representam os respectivos desvios-padrões.

A distribuição espacial dos fluxos de LW_{dw} e LW_{up} na superfície sobre a América Latina e o Oceano Atlântico Sul foram obtidas a partir dos dados de reanálise do NCEP/NCAR (*National Centers for Environmental Prediction/The National Center for Atmospheric Research*) entre os anos de 2011 e 2013, com resolução espacial $2,5^\circ$ lat x $2,5^\circ$ long (KALNAY *et al.*, 1996).

O valor climatológico médio dos fluxos de LW_{dw} e LW_{up} , é observado a partir dos dados de reanálise NCEP/NCAR são apresentadas nas Figs. 4.2 e 4.3, respectivamente.

Durante os meses de inverno, sobre áreas continentais e regiões costeiras do Brasil, as estimativas de LW_{dw} média em superfície variam entre 330 Wm^{-2} e 390 Wm^{-2} (Fig. 4.2a). Na RMRJ as estimativas médias em superfície ficaram em torno da isolinha de 360 Wm^{-2} . No verão, sobre as áreas costeiras do Atlântico Sul, as estimativas de LW_{dw} apresentam valores mais elevados, entre 390 Wm^{-2} e 420 Wm^{-2} . Na RMRJ há um

acrécimo de quase 10% em comparação ao inverno, com valores médios da ordem de 390 W m^{-2} . A LW_{up} apresenta valores superiores a LW_{dw} em ambos os períodos (Fig. 4.3), com perda radiativa aproximada de 60 W m^{-2} . Valores de LW_{dw} inferiores a 200 W m^{-2} sobre regiões continentais podem ser resultantes da influência de nuvens altas e frias.

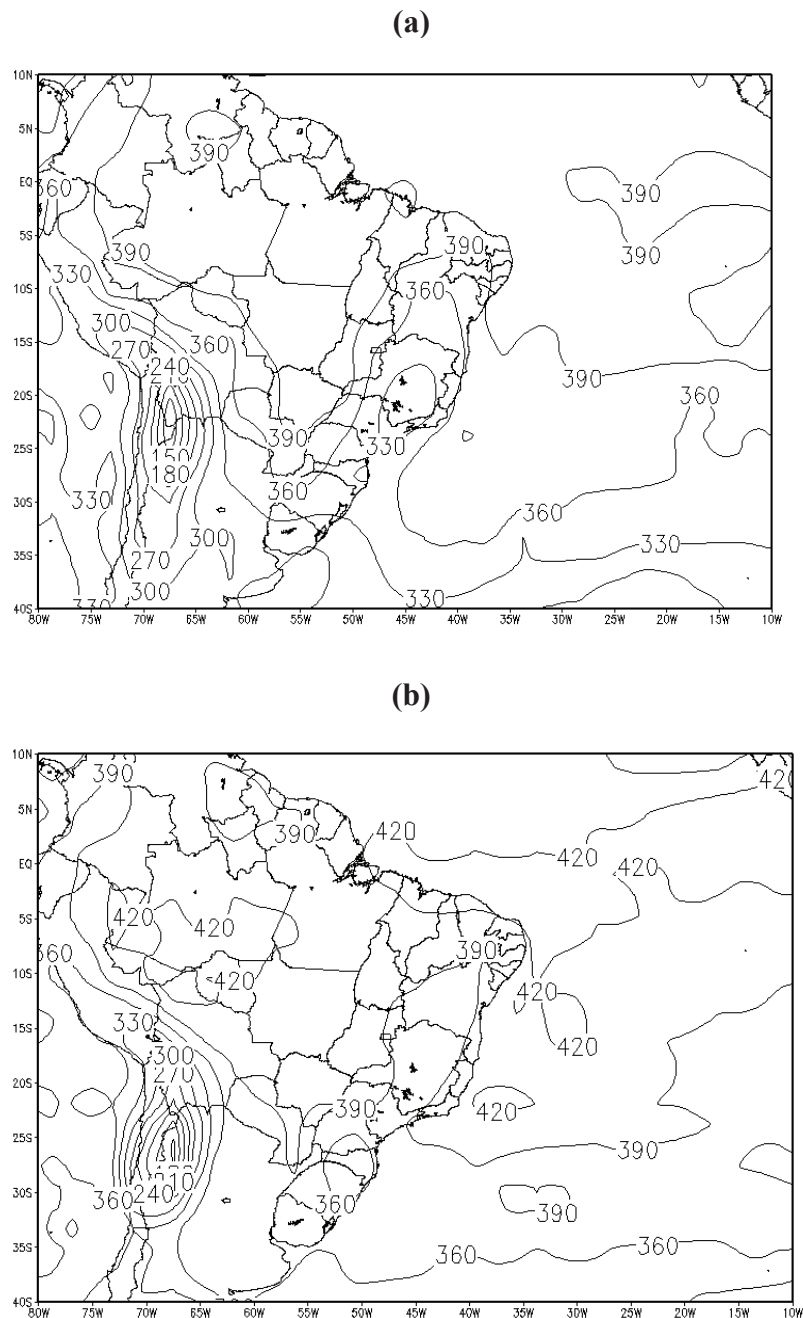


Figura 4.2- Média climatológica de LW_{dw} em superfície calculada para meses de: (a) inverno; e (b) verão (reanálise).

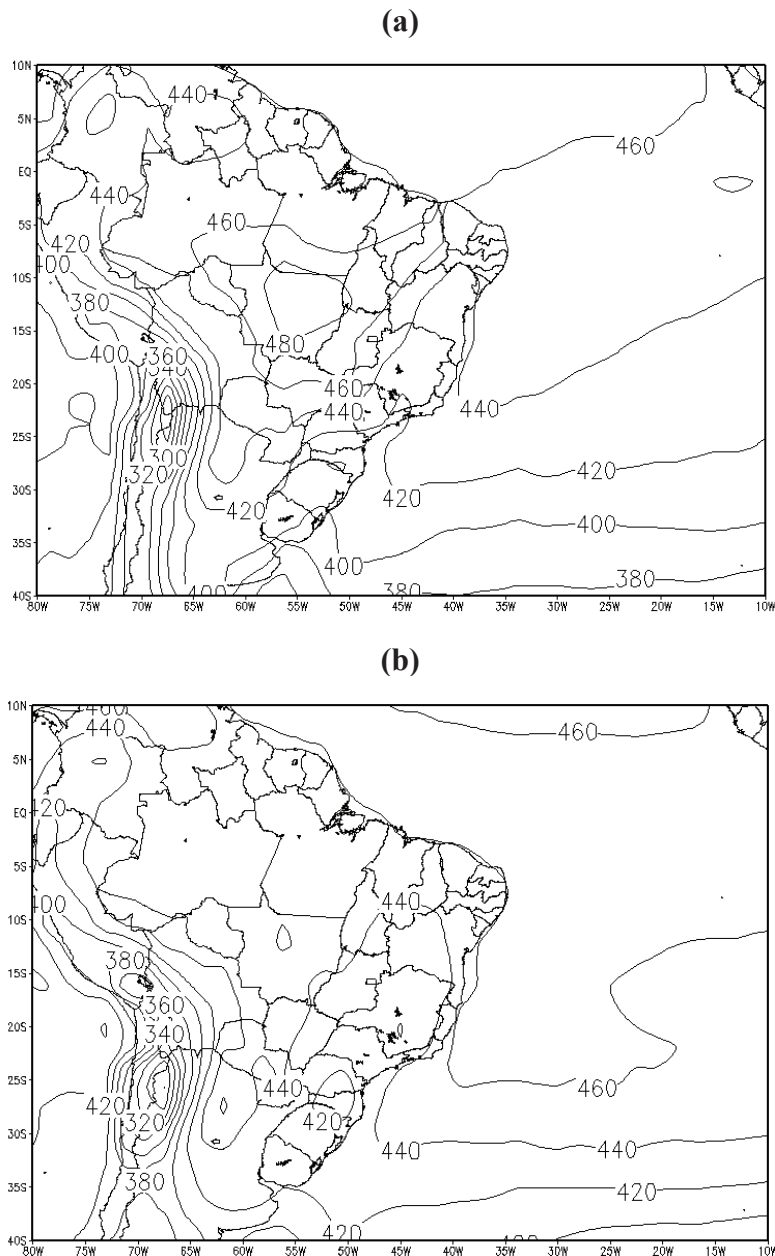


Figura 4.3 - Média climatológica de LW_{up} em superfície calculada para meses de: (a) inverno e (b) verão (reanálise).

b) Radiação de Onda Longa observada na cidade do Rio de Janeiro (PMicro)

A variação sazonal e anual média das componentes de LW medidas na PMicro são mostradas na Fig.4.4. Conforme esperado, as componentes LW_{dw} e LW_{up} apresentam máximos nos meses de verão com valores médios de $427,6 \pm 7,1 Wm^{-2}$ e $501,0 \pm 12,6 Wm^{-2}$, respectivamente. Os mínimos no inverno são de

$384,2 \pm 8,4 \text{ Wm}^{-2}$ para LW_{dw} e $447,3 \pm 6,2 \text{ Wm}^{-2}$ para LW_{up} . Este padrão é consistente com a variação sazonal da temperatura, da concentração de vapor de água e da cobertura de nuvens observada na atmosfera subtropical úmida. O saldo LW^* é sempre positivo com valor médio da ordem de $65,9 \pm 6,1 \text{ Wm}^{-2}$. Os valores de LW medidos em superfície são superiores as estimativas obtidas pela reanálise (Figs. 4.2 e 4.3), mas os saldo LW^* é equivalente. A razão deste comportamento, pode estar relacionada as características do sítio experimental, uma vez que os radiômetros estão localizados sobre o telhado.

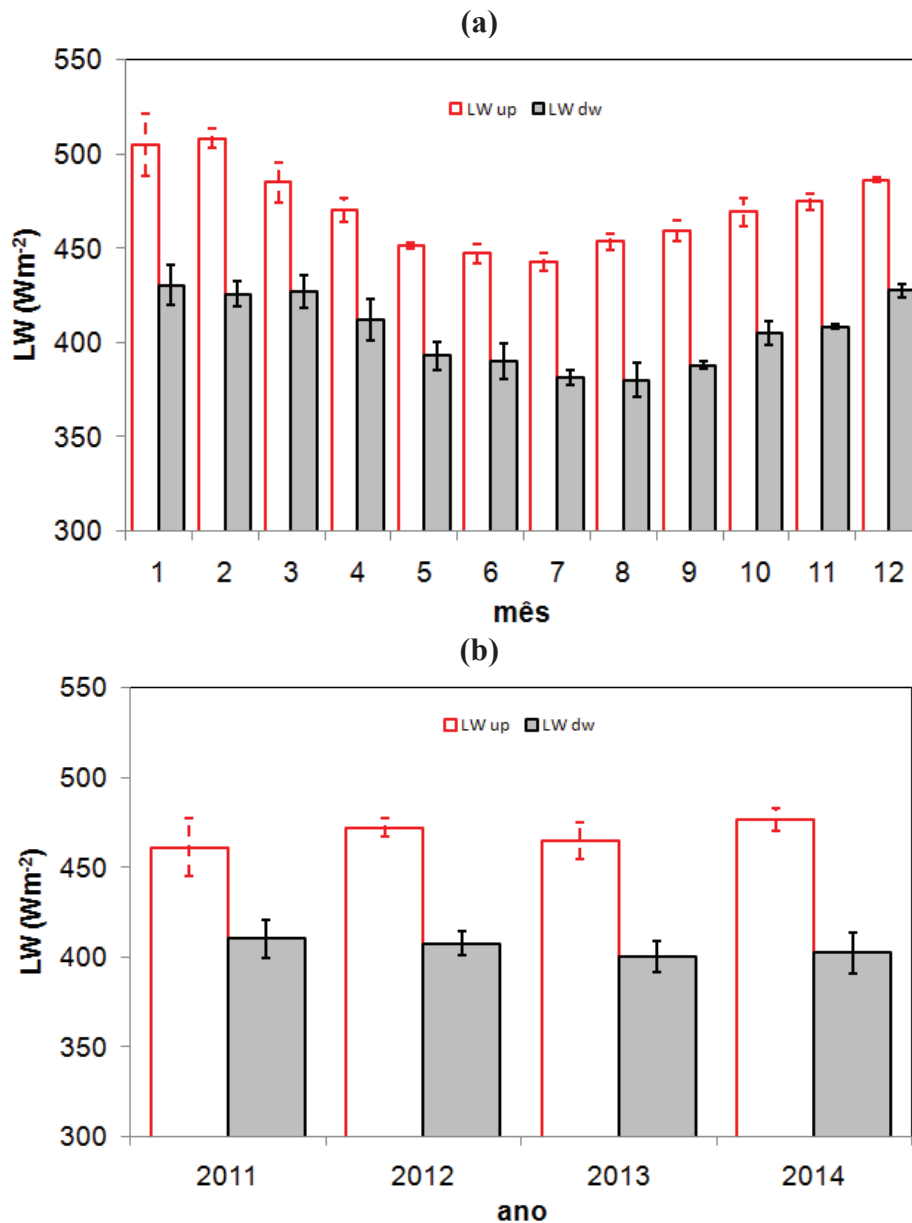


Figura 4.4 - Variação sazonal (a) e anual (b) média das componentes de LW observadas na PMicro no período de 2011-2014. As barras verticais representam os respectivos desvios padrão.

Apesar da ausência de medidas em alguns meses (Fig. 3.5), os valores anuais de LW_{dw} e LW_{up} são praticamente constantes durante o período 2011-2014, com médias iguais a $405,2 \pm 4,6 \text{ Wm}^{-2}$ e $468,7 \pm 7,0 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente.

Com o intuito de minimizar o efeito das nuvens no comportamento da LW foram selecionados no conjunto de dados apenas os dias representativos de céu claro ou de pouca nebulosidade, de acordo com a determinação do índice de claridade diário K_T (LIU e JOURDAN, 1960). Os dados noturnos seguem o mesmo critério, ou seja, considerou-se que dias de céu claro resultam em noites de céu claro.

A distribuição de frequência do valor diário de K_T estimado para a cidade do Rio de Janeiro no período de 2011-2014 (Fig.4.5a), mostra uma distribuição assimétrica negativa, com a moda pertencente a classe $0,65 < K_T \leq 0,70$. Neste estudo, as condições de céu claro foram definidas com base no valor do quantil de 75% da série temporal ordenada, que resultaram em valores de $K_T > 0,65$. Este intervalo de K_T é igual ao adotado por Escobedo *et al.* (2008) para classificar as condições de céu claro na cidade de Botucatu-SP. No período 2011-2014 o número total de dias de céu claro ou de pouca nebulosidade foi igual a 307.

A evolução sazonal dos dias de céu claro na cidade do Rio de Janeiro (Fig.4.5b) é irregular ao longo do ano, com máximos nos meses de fevereiro e julho. O elevado número dias de céu claro no verão, aproximadamente 30% do total, concorda com as observações de T e UR, que registram verões mais quentes e secos nos últimos 3 anos (Fig. 4.1).

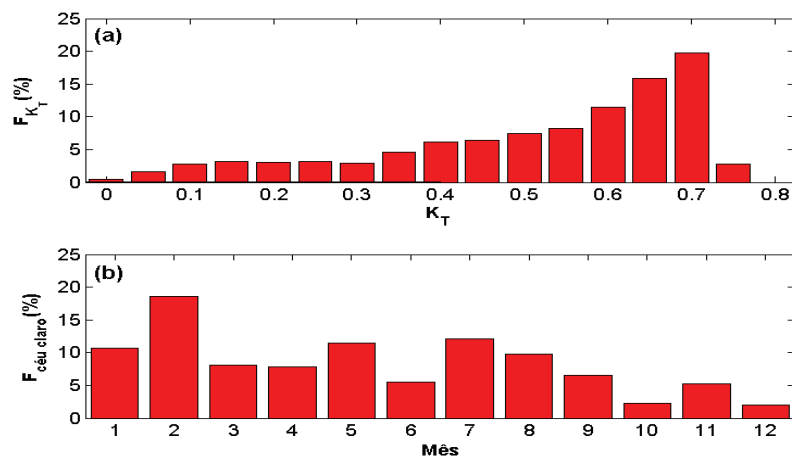


Figura 4.5 - (a) Distribuição de frequência do índice de claridade K_T ; (b)Variação sazonal da frequência de dias de céu claro, no período de 2011-2014.

Em condição total, a variação diurna de LW_{dw} (4.6a) apresenta uma pequena variação com mínimos de 395 W m^{-2} no período noturno e máximo de 419 W m^{-2} às 12 horas local. Nota-se que na condição de céu claro, ocorre oscilações de LW_{dw} no período noturno e o máximo sofre um decréscimo de aproximadamente 10 W m^{-2} , quando comparado à condição total. Para LW_{up} (Fig. 4.6b) observa-se um ciclo diurno bem definido nas duas condições, com valores mínimos em torno de 428 W m^{-2} durante a noite. Para condição total, o máximo é da ordem de 532 W m^{-2} às 12 horas local, e na condição de céu claro, da ordem de 577 W m^{-2} às 13 horas local.

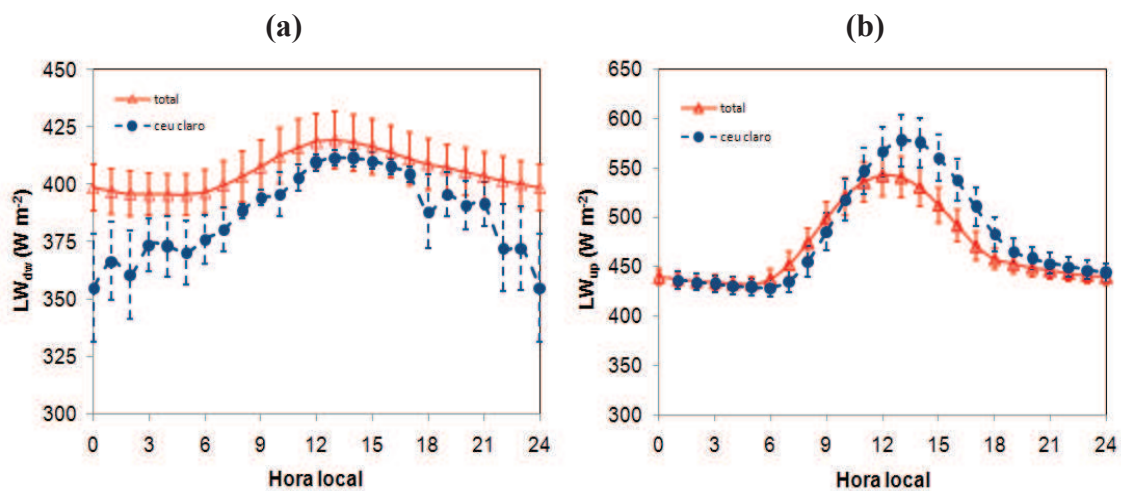


Figura 4.6- Evolução da média horária da: (a) LW_{dw} ; e (b) LW_{up} . A linha sólida com triângulos representam a condição total do céu, e a linha tracejada com círculos a condição de céu claro. As barras verticais são os erros padrões com nível de significância de 95%.

O ciclo diurno de LW_{up} (Fig.4.6b) está diretamente relacionado a temperatura da superfície e, portanto, segue o comportamento da temperatura do ar (Fig.4.7a) nas duas condições. A amplitude térmica é maior em dias de céu claro, com máximos observados entre 13 e 15 hora local.

A pressão parcial de vapor (Fig.4.7b) se mantém praticamente inalterada em ambas condições, com valores médios elevados da ordem de $22,5 \text{ hPa}$. Isto demonstra a grande disponibilidade de umidade na área da PMicro

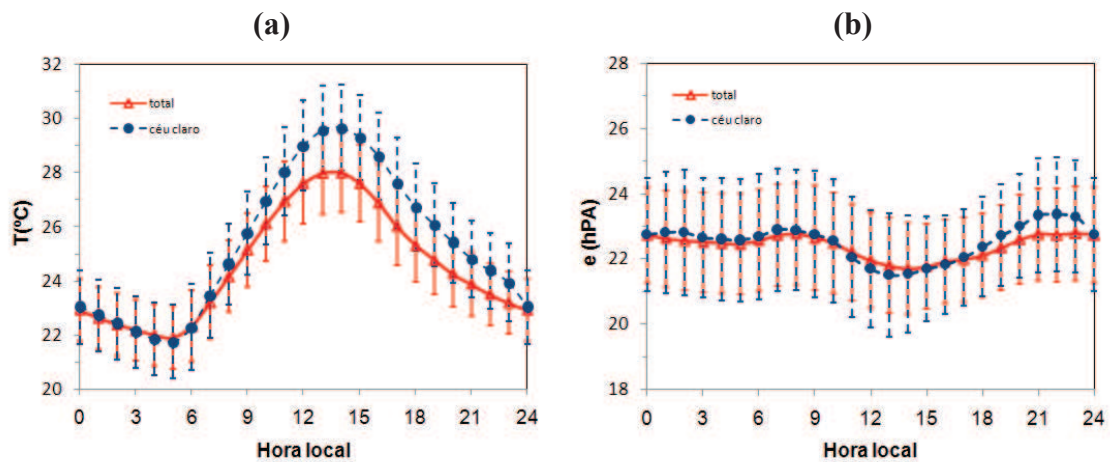


Figura 4.7- Evolução da média horária da: (a) temperatura do ar; e (b) pressão de vapor. A linha sólida com triângulos representam a condição total do céu, e a linha tracejada com círculos a condição de céu claro. As barras verticais são os erros padrões com nível de significância de 95%.

A emissividade atmosférica efetiva ε_a estimada pela Eq. 2.21 (Fig.4.8) apresenta um padrão inverso ao comportamento da temperatura, com mínimos entre 12h e 15h. O valor médio de ε_a foi igual a $0,91 \pm 0,05$ para condição total e $0,87 \pm 0,05$ para condição de céu claro. Estes valores estão acima dos obtidos por Barbaro et al. (2010) para região de São Paulo, principalmente em condições de céu claro. Isto enfatiza o papel do vapor de água no comportamento de LW_{dw} , uma vez que a PMicro encontra-se numa região litorânea. O aumento de ε_a para condição total está diretamente relacionado a influências das nuvens em LW_{dw} .

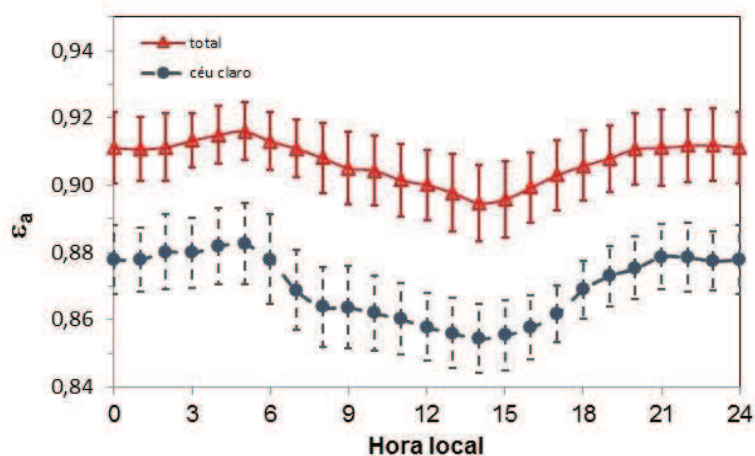


Figura 4.8 -Variação da média horária para emissividade efetiva da atmosfera para condição total (linha sólida com triângulo) e céu claro (linha tracejada com círculo), observados na PMicro. As barras verticais são os erros padrões com nível de significância de 95%.

c) Modelos Empíricos

Em condições de céu claro o vapor de água é mais importante absorvedor/emissor de LW_{dw} , e devem ser incluído nas parametrizações (Wang e Dickinson, 2013). Os modelos empíricos avaliados para condições de céu claro foram aqueles propostos por Brunt (1932), Brutsaert (1975), Prata (1996) e Niemelä *et al.* (2001). Do total de medidas foram selecionados 147 dias de céu claro no período 2011-2012 e 160 dias no período 2013-2014.

O ajuste dos coeficientes dos modelos empíricos para as condições atmosféricas observadas na cidade do Rio de Janeiro, em dias de céu claro, foi obtido pelo método da regressão multivariada, em 75% dos dados válidos. Os 25% restantes foram usados na avaliação da performance dos modelos (FURLAN *et al.*, 2012).

Os diagramas de dispersão das observações de LW_{dw} versus as estimativas modeladas mostram um grande espalhamento nos dados, principalmente os valores subestimados pelo modelo (não mostrado). Dessa forma, realizou-se uma análise exploratória no conjunto de dados radiométricos e meteorológicos usados pelos modelos. Ao investigar a evolução média horária das variáveis termodinâmicas observa-se que os valores médios horários da pressão parcial do vapor apresentam uma diminuição acentuada no período 2011-2012 em comparação à 2013-2014 (Fig. 4.9).

No período de 2011-2012, as medidas de temperatura do ar, umidade relativa, precipitação, pressão barométrica, direção e velocidade do vento da PMicro eram coletadas pela mini-estação WXT520, com frequência de amostragem de 1Hz e arquivos de saída contento os valores médios a cada minuto. A acurácia do sensor responsável por coletar informações da umidade relativa, o *humicap*, é de $\pm 3\%$ de 0% a 90% e $\pm 5\%$ de 90% a 100%, para uma resolução de saída de 0.1%. Ao comparar as informações coletadas no período de 2011-2012 com as de 2013-2014, detectou-se valores médios abaixo do esperado para a área da PMicro. Possivelmente, este problema foi ocasionado pelas condições de calibração do sensor *humicap*, que será verificada em uma etapa futura. Deste modo, apenas as medidas coletadas nos anos 2013 e 2014 foram usadas nas estimativas de LW_{dw} pelos modelos empíricos.

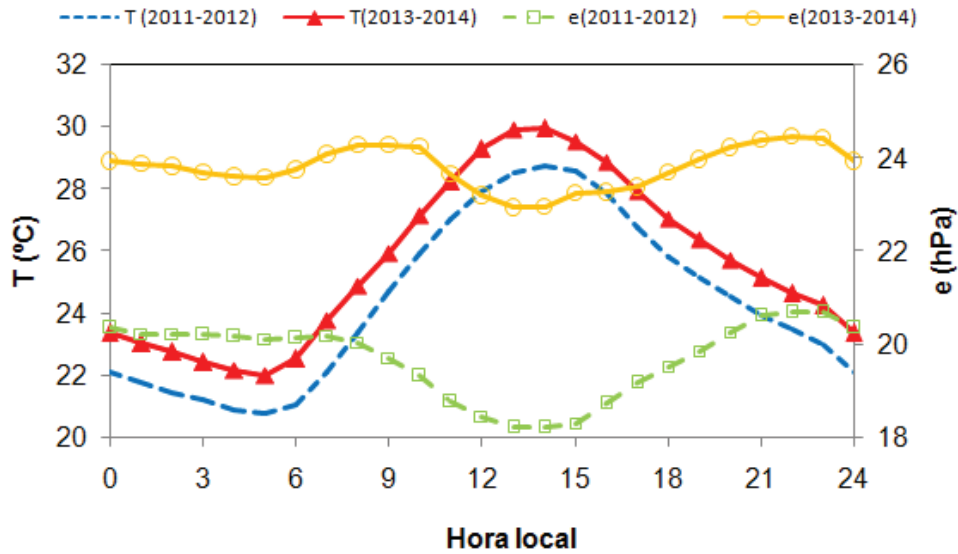


Figura 4.9 - Evolução média horária das variáveis termodinâmicas no período de 2011-2012 (linha tracejada e linha tracejada com quadrados) em comparação ao período 2013-2014 (linha sólida com triângulos e linha sólida com círculos).

Os coeficientes originais e ajustados para cada modelo são apresentados na Tabela 4.1.

Tabela 4.1 - Coeficientes originais e ajustados pelo método de regressão para os diferentes modelos empíricos de LW_{dw} usados em condições de céu claro.

Modelos	Coeficientes			
	Originais		Ajustados	
	a	b	a	b
Brunt (1932)	0,55	0,065	0,64	0,045
Brutsaert (1975)	1,24	1/7,0	1,21	1/7,4
Prata (1996)	1,2	3,0	1,1	3,1
Niemelä et al. (2001)	0,72	0,009	0,76	0,005

A Figura 4.10 mostram os diagramas de dispersão e a tabela 4.2 os parâmetros estatísticos calculados para avaliar o desempenho dos modelos empíricos. O espalhamento observado acima de 380 W m^{-2} podem ser ocasionados pelos efeitos de nuvens durante o período noturno. Todos os modelos exibem uma boa performance nas estimativas de LW_{dw} . Os valores estimados representam em aproximadamente 85% os dados observados, e coeficiente d é igual 0,96 para todos os modelos. No entanto, pela análise do MBE nota-se que o modelo de Brunt (1932) foi o que melhor se ajustou as

observações da LW_{dw} . Os valores da LW_{dw} são ligeiramente subestimados por Brutsaert (1975) e superestimados por Prata (1996) e Niemelä *et al.* (2001). Os valores estimados se aproximam das observações com RMSE entorno dos 11 Wm^{-2} . No geral, os modelos propostos por Brutsaert (1975) e Brunt (1932) apresentam maior precisão em comparação aos valores observados. Este resultado concorda com os obtidos por Duarte *et al.* (2006), Barbaro *et al.* (2010) e Carmona *et al.* (2014) para diferentes regiões da América do Sul.

Tabela 4.2 - Resultados estatísticos para avaliação do desempenho dos diferentes modelos empíricos de LW_{dw} com coeficientes ajustados, para condições de céu claro.

Modelos	MBE	RMSE	PMRE	d	R ²
Brunt (1932)	0,07	11,59	1,92	0,96	0,85
Brutsaert (1975)	-0,27	11,46	1,89	0,96	0,85
Prata (1996)	1,91	11,65	2,09	0,96	0,84
Niemelä <i>et al.</i> (2001)	4,71	12,53	2,49	0,96	0,85

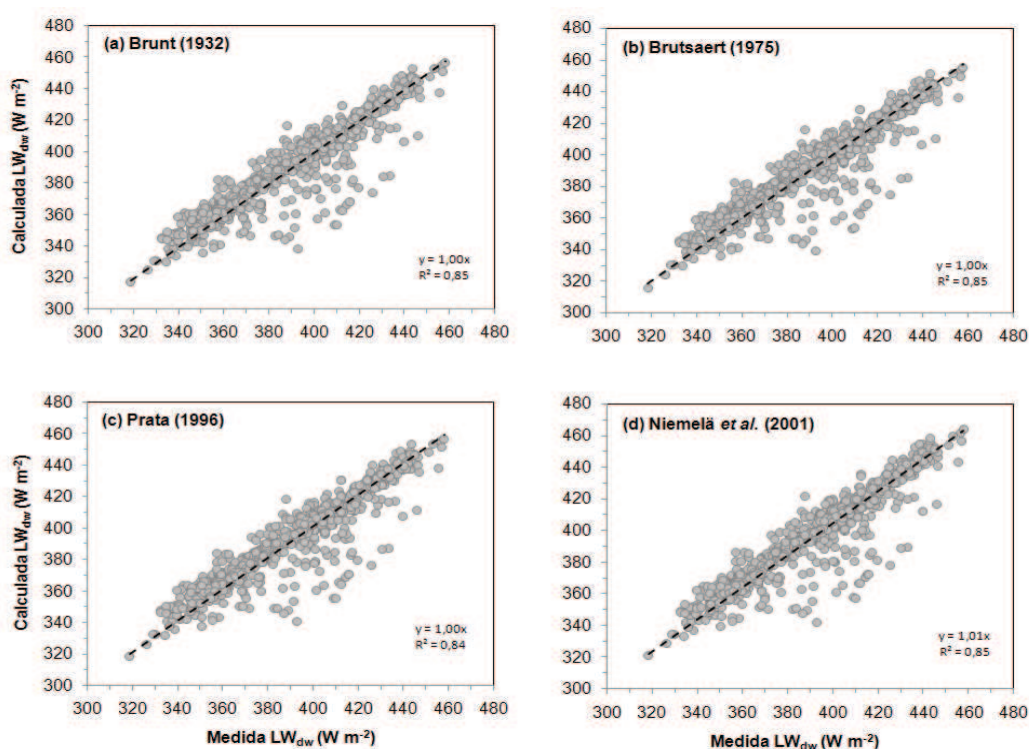


Figura 4.10 - Correlação entre os dados medidos na PMicro e modelos empíricos desenvolvidos por (a) Brunt, (b) Brutsaert, (c) Prata e (d) Niemelä.

O modelos empíricos aplicáveis a condições de céu claro consideram os efeitos do vapor de água na emissão de LW_{dw} por inclusão da pressão de vapor. No entanto, informações sobre as características das nuvens (distribuição vertical, espessura óptica, etc.) são de extrema importância para estimativas de LW_{dw} mais próximas da atmosfera real (CRAWFORD e DUCHON, 1999).

d) Modelo SBDART

O modelo SBDART inclui recursos que permitem simulações de parâmetros radiativos, atmosféricos e superficiais, no topo e nas camadas intermediárias, por meio do uso de perfis atmosféricos das variáveis termodinâmicas e de outros componentes absorvedores como CO_2 , O_3 , etc. Além de perfis verticais realísticos é necessário incluir nos parâmetros de entrada do modelo, informações sobre a ocorrência e tipo de nuvem para melhor descrever a interação de LW_{dw} ao longo da atmosfera.

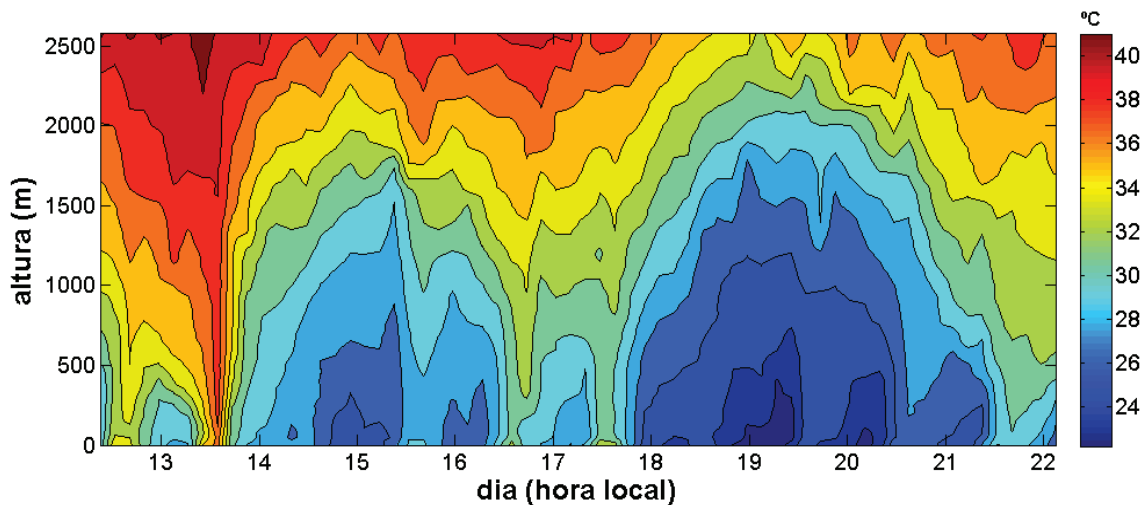
Os perfis termodinâmicos coletados durante as campanhas do projeto MCity-RJ e as medidas de superfície obtidas na PMicro, serão usadas na inicialização do SBDART. Portanto, antes de realizar as simulações será discutida as evoluções espaço-temporais dos campos termodinâmicos obtidos nas duas campanhas de radiossondagem e os respectivos balanços de radiação à superfície medidos na PMicro.

No experimento de verão (Fig. 4.11) as condições do tempo foram predominantemente de céu nublado com períodos de chuva, devido à grande convergência de umidade sobre a região. Portanto, com exceção dos dias 13 e 16 de março de 2013, não é possível observar um ciclo diurno bem definido no campo de temperatura potencial virtual. O campo de umidade específica evidencia a grande concentração de vapor de água próximo a superfície, com máximos da ordem de 20 g kg^{-1} , e o secamento nos níveis superiores da CLA. A radiação líquida (R_N) máxima no período foi da ordem de 600 Wm^{-2} e os elevados valores de SW_{dif} enfatizam as condições de nebulosidade do céu observadas no período (Fig. 4.12).

O campo de temperatura potencial virtual no experimento de inverno (Fig. 4.13) apresentou um ciclo diurno bem definido, com forte inversão térmica durante os períodos noturnos e gradiente vertical praticamente nulo na camada próxima à superfície. Os máximos de umidade específica foram da ordem de 14 g kg^{-1} ,

aproximadamente 30% inferior ao observado no experimento de verão. Também é possível observar o secamento nos níveis superiores da CLA. A radiação líquida (R_N) máxima foi da ordem de 450 Wm^{-2} (Fig. 4.14), 25% inferior aos valores observados no verão. Também é possível identificar a ocorrência de vários dias de céu claro, onde a radiação global e a difusa apresentam comportamento suave com máximos bem definidos em torno do meio-dia.

(a)



(b)

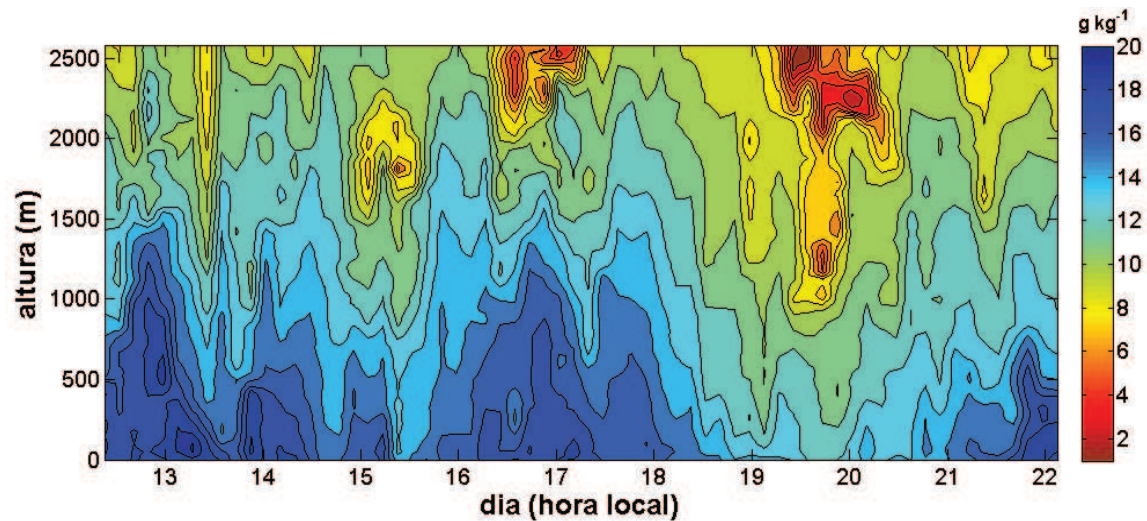


Figura 4.11– Evolução espaço-temporal das variáveis termodinâmicas obtidas a partir das sondagens do experimento de verão, realizado em março de 2013: (a) temperatura potencial virtual; e (b) umidade específica.

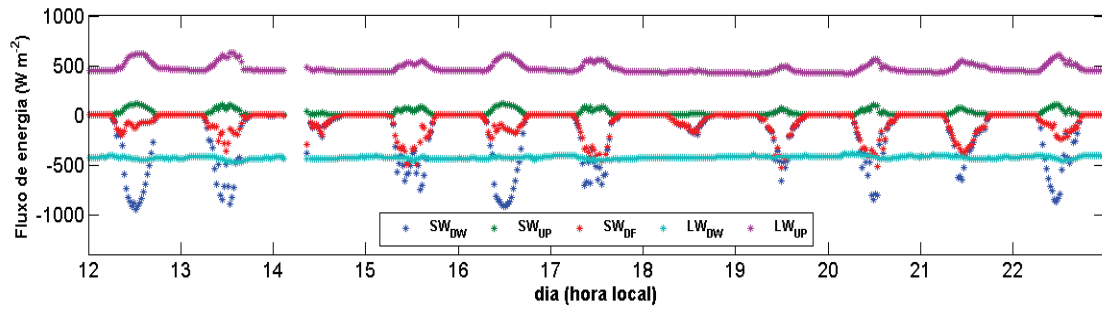
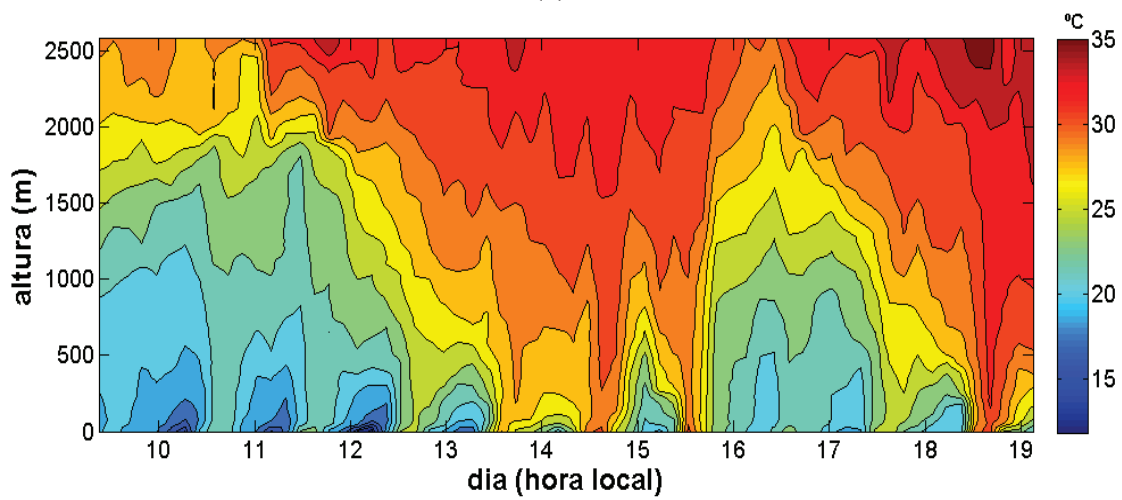


Figura 4.12– Evolução temporal das componentes do balanço de radiação à superfície, obtidos na PMicro durante o experimento de verão realizado no mês de março de 2013.

(a)



(b)

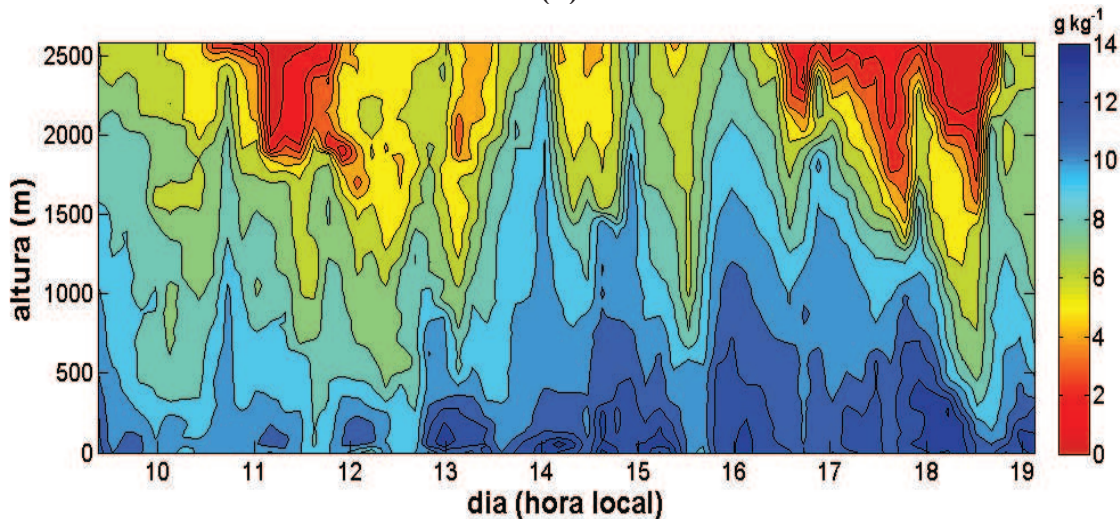


Figura 4.13– Evolução espaço-temporal das variáveis termodinâmicas obtidas a partir das sondagens do experimento de inverno, realizado em julho de 2013: (a) temperatura potencial virtual; e (b) umidade específica.

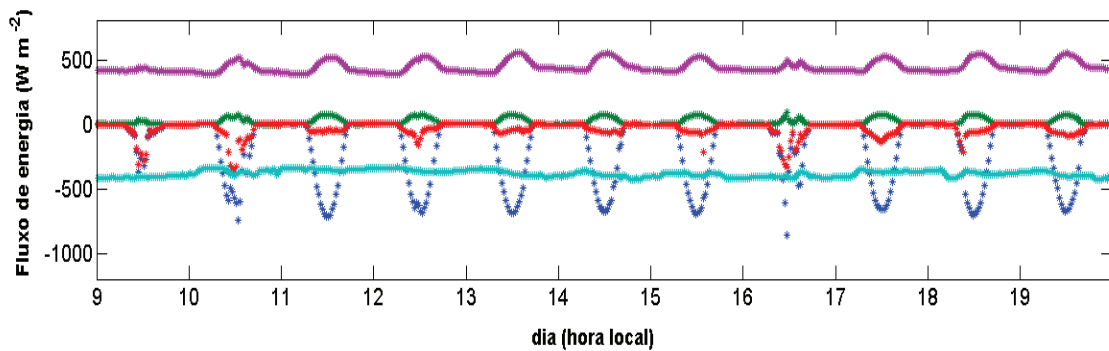


Figura 4.14– Evolução temporal das componentes do balanço de radiação à superfície, obtidos na PMicro durante o experimento de inverno, realizado no mês de julho de 2013. Legenda similar à usada na Fig. 3.10.

As informações sobre a ocorrência e tipo de nuvens durante o MCity-RJ foram realizadas por um observador em superfície (rede Metar) e são mostrados na Fig. 4.15. De acordo com o Atlas Internacional de Nuvens da Organização Meteorológica Mundial (1930), as nuvens recebem designações segundo o seu gênero, espécie, e grau de transparência. As nuvens desempenham um papel importante para o armazenamento radiativo no sistema superfície-atmosfera e aumentam significativamente a emissividade efetiva da atmosfera. As nuvens baixas, frequentemente quentes e opacas, são mais eficientes quanto à emissão de radiação do que as nuvens altas (frias).

As nuvens altocumulus (Ac) e stratocumulus (Sc), foram predominantes nas duas campanhas. Estas nuvens são de estágio médio e baixo, respectivamente, com transparência bastante variável.

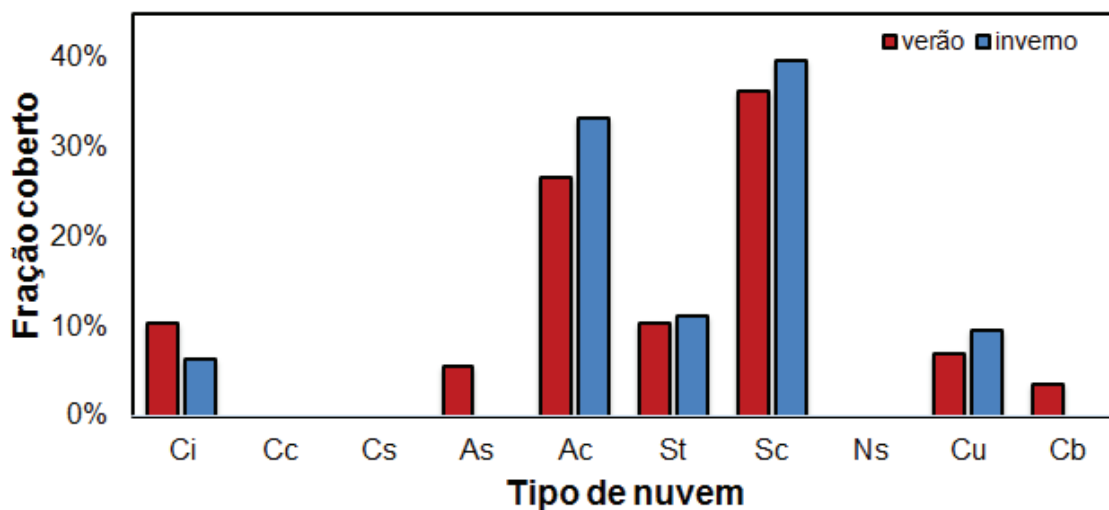


Figura 4.15 - Cobertura de nuvens durante as campanhas do MCity realizadas nos meses de março (verão) e julho (inverno) no Aeroporto do Galeão - RJ.

Para minimizar os efeitos da subjetividade destas observações de nuvens, o padrão de nebulosidade foi investigado a partir de estimativas da radiação de onda longa no topo da atmosfera provenientes de informações do satélite NOAA-18 (KALNAY, *et al.*, 1996).

As Figs. 4.16 e 4.17, mostram o padrão médio da cobertura de nuvens durante as campanhas de inverno e verão, respectivamente. Na campanha de inverno (Fig. 4.16), observa-se que entorno de 54% dos dias estiveram em condições de céu claro na RMRJ, indicados pelas áreas em branco nos mapas. Valores de LW_{dw} entre 200 a 260 $W m^{-2}$ indicam a presença de atividade convectiva.

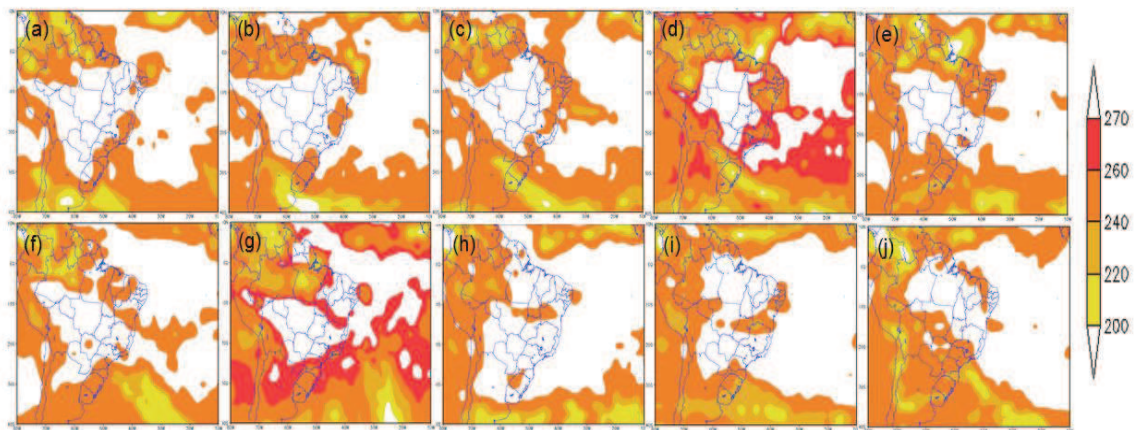


Figura 4.16 - Média diária da radiação de onda longa atmosférica no topo da atmosfera para o período do MCity-RJ inverno, julho 2013. Em (a) dia 9, (b) dia 10, (c) dia 11, (d) dia 12, (e) dia 13, (f) dia 14, (g) dia 15, (h) dia 16, (i) dia 17, (j) dia 18.

Na campanha de verão (Fig. 4.17), 100% dos dias estiveram sob a influência de nebulosidade. Nesse período a entrada de sistemas transientes perturbaram a atmosfera e organizaram a convecção profunda principalmente em episódios de ZCAS (BAIMA DE SOUSA e KARAM, 2014). A ZCAS é um fenômeno intrasazonal que ocorre principalmente nos meses de verão, e organiza a convecção através de um corredor de umidade no sentido noroeste-sudeste (CARVALHO, *et al.*, 2004).

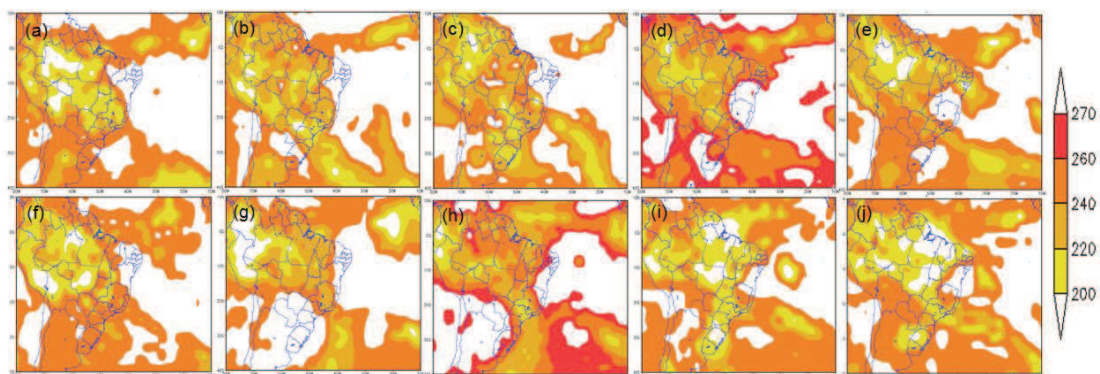


Figura 4.17 - Média da radiação de onda longa de atmosférica no topo da atmosfera para o período do MCity-RJ verão, março 2013. Em (a) dia 12, (b) dia 13, (c) dia 14, (d) dia 15, (e) dia 16, (f) dia 17, (g) dia 18, (h) dia 19, (i) dia 20, (j) dia 21.

Os padrões de nebulosidade estimados pelas informações provenientes do satélite NOAA-18 concordam com as observações de superfície. Portanto, as simulações com o SBDART serão restritas ao período de inverno, que apresentou um número maior de dias de céu claro.

Primeiramente, será avaliada a sensibilidade do modelo SBDART à inclusão de perfis realísticos de T, UR e CO₂. Devido à ausência de estimativas de O₃ o perfil usado será o padrão tropical adotado pelo SBDART.

Os valores de CO₂ medidos na PMicro estão consistentes com os valores obtidos no IPCC (2012) e são 9% superiores ao valor padrão adotado pelo SBDART. Nota-se que nos primeiros 1.000 metros (Fig. 4.18), a alteração do CO₂ influenciou a LW_{dw} em todos os comprimentos de onda, com um incremento de 0.3% no valor integrado em Wm⁻². A inclusão de perfis de T e UR também provocam um acréscimo de LW_{dw} em todos os comprimentos de onda abaixo de 20 μm. Para a componente LW_{up} (não mostrado) não há modificações em relação a atmosfera padrão tropical do modelo.

As simulações realizadas com o SBDART com a inclusão das observações são apresentadas na Fig (4.19). Primeiramente, será avaliada a influência das nuvens na simulações de LW_{dw} e LW_{up} , considerando os parâmetros ZCLOUD e TCLOUD iguais a zero. Observa-se que a ausência de nuvens no SBDART subestima os valores de LW_{dw} (Fig. 4.19a). As estimativas de LW_{up} (Fig. 4.19c) concordam com as observações para valores inferiores a 440 Wm⁻². Acima deste limiar, o modelo subestima as observações. Este fato pode estar relacionado as condições locais do sítio

experimental, uma vez que as medidas são coletadas sobre o telhado, que apresenta grandes amplitudes térmicas ao longo do ciclo diurno.

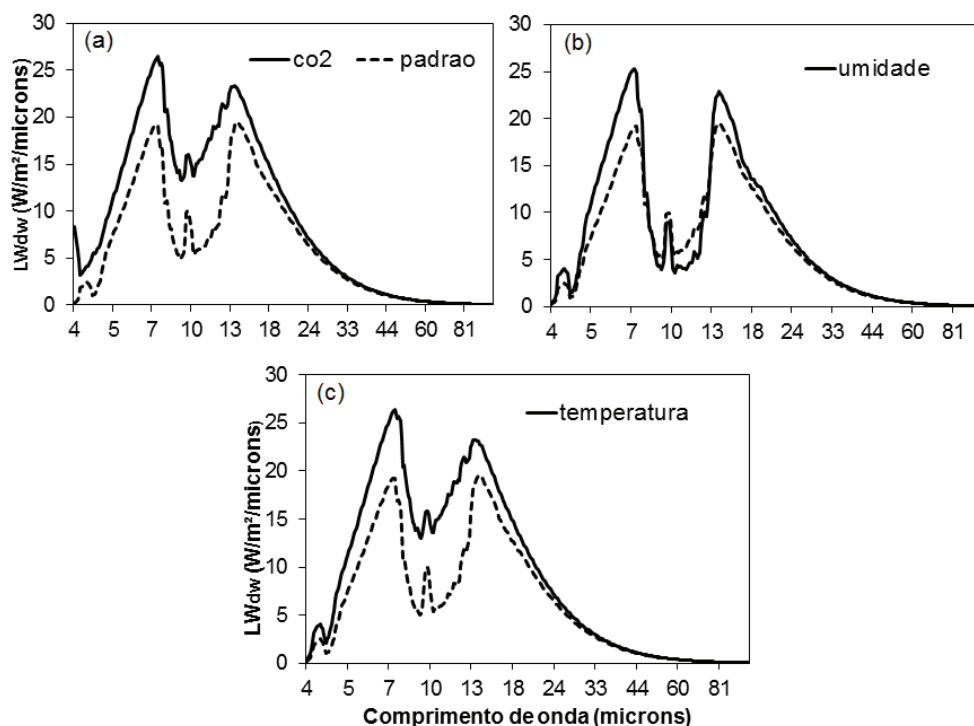


Figura 4.18– Comportamento de LW_{dw} na presença de (a) CO_2 acrescido de 9% para cada comprimento de onda. A linha pontilhada é a atmosfera tropical padrão do modelo SBDART com CO_2 igual a 360 ppm e linha sólida a atmosfera tropical padrão com CO_2 corrigido para 395 ppm. (b) umidade e (c) temperatura.

As estimativas de LW_{dw} pelo modelo são sensíveis aos valores da espessura óptica da camada de nuvens adotado nas simulações. Mesmo considerando perfis termodinâmicos realísticos, o modelo SBDART necessita de uma descrição detalhada da ocorrência e das propriedades das nuvens.

No entanto, a inclusão das informações de nuvens obtidas da rede Metar-Galeão como parâmetro de entrada do modelo (descritas na Tabela 3.2) não foram suficientes para obter estimativas de LW_{dw} que concordassem com os valores observados em superfície. Informações sobre nuvens obtidas por um observador em superfície traduzem apenas as condições do céu naquele momento e não determinam com exatidão as ocorrência/propriedades das nuvens. Como as medidas foram coletadas em um ambiente com grande disponibilidade de umidade devido à forte influência da brisa marítima, considerou-se no modelo a presença de nuvens altas em todos os dias simulados, inclusive em dias de céu claro.

Com a inclusão das informações sobre nuvens médias e baixas da Tabela 3.2 observa-se que, abaixo de 380 W m^{-2} as estimativas de LW_{dw} tendem ajustar-se aos dados coletados pela PMicro apesar do espalhamento (Fig. 4.19b). Acima deste valor a dispersão dos dados aumenta e, geralmente, as estimativas superestimam as observações. O comportamento para LW_{up} não apresenta modificações em relação a inclusão de nuvens (Fig. 4.19c).

Os resultados mostram importância da interação de LW_{dw} com os componentes absorvedores, principalmente diante variações do vapor de água, responsável pela formação de nuvens.

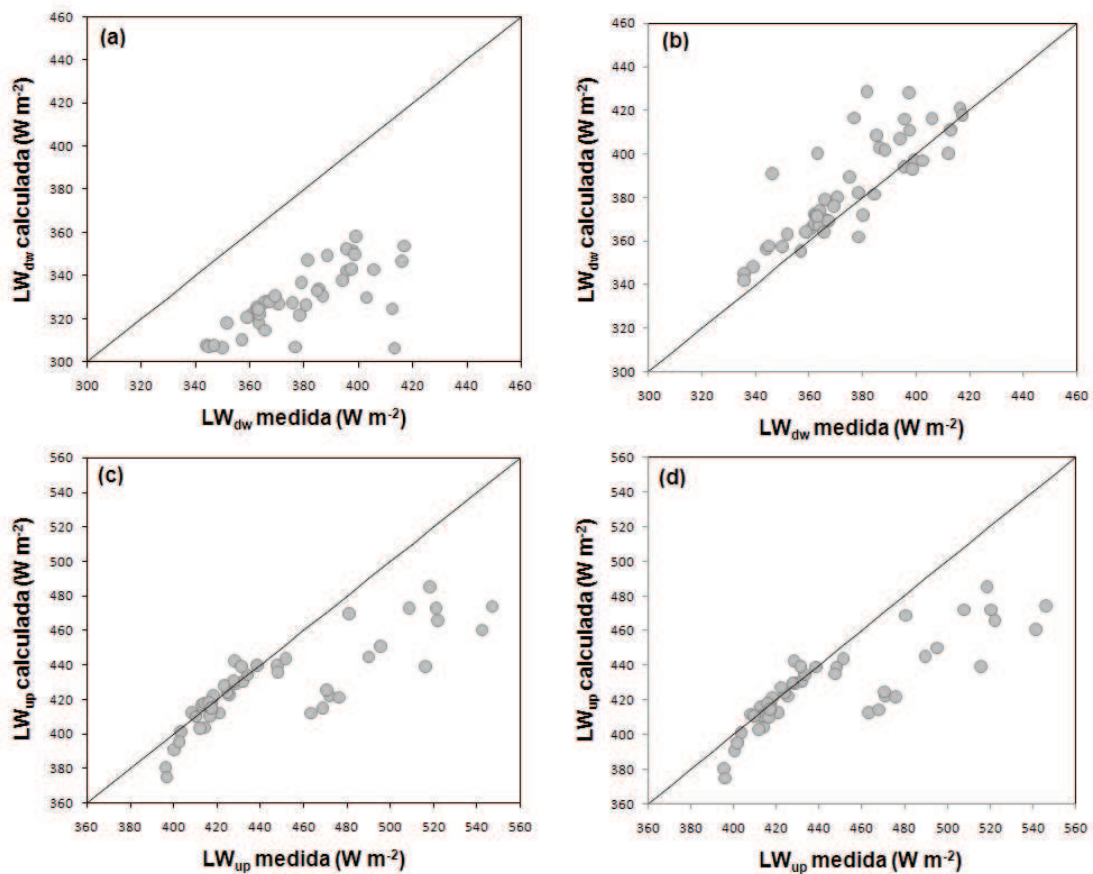


Figura 4.19– Diagrama de dispersão entre os dados medidos na PMicro e estimativas obtidas com o SBDART: (a) LW_{dw} para simulações sem nuvens; (b) LW_{dw} para simulações com nuvens; (c) LW_{up} para simulações sem nuvens; e (d) LW_{up} para simulações com nuvens.

5. CONCLUSÕES

A caracterização das condições climáticas sobre a cidade do Rio de Janeiro, bem como a evolução horária e sazonal das componentes do balanço de radiação de onda longa e suas estimativas, foram realizadas a partir das medidas de superfície coletadas na PMicro entre os anos de 2011-2014, pelas normais climatológicas do INMET entre os anos de 1961-1990 e dados climatológicos do NCEP/NCAR para os anos de 2011-2013, além de perfis termodinâmicos coletados durante as campanhas intensivas do projeto MCITY-RJ durante os meses de verão e inverno.

A análise das condições climáticas da cidade do Rio de Janeiro, determinaram a consistência das medidas coletadas pela PMicro no período de 2011-2014, em relação às normais climatológicas do INMET nos anos de 1961-1990. A temperatura média anual observada foi da ordem de 24°C, com valores máximos entorno dos 26.6 °C em fevereiro e mínimo de 21.3 °C em julho. A umidade relativa apresentou uma pequena variabilidade ao longo do ano, com valores médios superiores a 75%. A precipitação acumulada nos meses de verão foi da ordem de 540 mm, com mínimo no inverno, 41.9 mm.

Os fluxos médios das componentes de LW^* medidos na PMicro, são ligeiramente superiores as estimativas obtidas pela reanálise mas os saldos LW^* são equivalentes, em torno de 60 Wm^{-2} .

Na variação anual, as componentes de LW^* tem se apresentado praticamente constantes durante o período 2011-2014, com médias iguais a $405,2 \pm 4,6 Wm^{-2}$ e $468,7 \pm 7,0 Wm^{-2}$, respectivamente. Em contrapartida, na variação sazonal LW_{dw} e LW_{up} , apresentaram uma oscilação entre valores máximos nos meses verão de $427,6 \pm 7,1 Wm^{-2}$ e $501,0 \pm 12,6 Wm^{-2}$, respectivamente. Os mínimos no inverno são de $384,2 \pm 8,4 Wm^{-2}$ para LW_{dw} e $447,3 \pm 6,2 Wm^{-2}$ para LW_{up} . Este comportamento está consistente com a variação sazonal da temperatura, da concentração de vapor de água e da cobertura de nuvens observada na atmosfera subtropical úmida da cidade do Rio de Janeiro.

Com base no índice de claridade K_T , determinou-se as condições de cobertura de nebulosidade, afim de investigar o efeito médio das nuvens no comportamento da LW .

O K_T apresentou uma distribuição assimétrica negativa, com a moda pertencente a classe $0,65 < K_T \leq 0,70$. A determinação da quantidade de dias de céu claro foi definida com base nos valores de $K_T > 0,65$. A evolução sazonal dos dias de céu claro na cidade do Rio Janeiro mostrou-se irregular ao longo do ano, com máximos nos meses de fevereiro e julho.

Em condição total, a variação diurna de LW_{dw} apresentou uma pequena variação com mínimos de 395 W m^{-2} no período noturno e máximo de 419 W m^{-2} às 12 horas local. Nota-se que na condição de céu claro, ocorreram oscilações de LW_{dw} no período noturno e o máximo sofreu um decréscimo de aproximadamente 10 W m^{-2} , quando comparado à condição total. Para LW_{up} observou-se um ciclo diurno bem definido nas duas condições, com valores mínimos em torno de 428 W m^{-2} durante a noite. Para condição total, o máximo é da ordem de 532 W m^{-2} às 12 horas local, e na condição de céu claro, da ordem de 577 W m^{-2} às 13 horas local. Observou-se ainda que, o ciclo diurno de LW_{up} está diretamente relacionado a temperatura da superfície e, portanto, segue o comportamento da temperatura do ar nas duas condições.

A pressão parcial de vapor manteve-se praticamente inalterada em ambas condições, com valores médios elevados da ordem de $22,5 \text{ hPa}$. O secamento da camada entre 9h e 12h pode ser observado em sítios experimentais localizados em regiões urbanas (OKE, 1987).

A emissividade atmosférica efetiva apresentou um padrão inverso ao comportamento da temperatura, com mínimos entre 12h e 15h. O valor médio de ε_a foi igual a $0,91 \pm 0,05$ para condição total e $0,87 \pm 0,05$ para condição de céu claro. Isto enfatiza o papel do vapor de água no comportamento de LW_{dw} , uma vez que a PMicro encontra-se numa região litorânea. O aumento de ε_a para condição total está diretamente relacionado a influências das nuvens em LW_{dw} .

Na análise das estimativas de LW_{dw} , observou-se que todos os modelos empíricos apresentaram uma boa estimativa de LW_{dw} para a cidade do Rio de Janeiro, com uma representatividade de aproximadamente 85% dos dados observados, e coeficiente d é igual 0,96. Em geral, o MBE indicou o modelo de Brunt (1932) como sendo o ajuste das observações da LW_{dw} . Os valores da LW_{dw} foram ligeiramente subestimados por Brutsaert (1975) e superestimados por Prata (1996) e Niemelä *et al.*

(2001). Os valores estimados se aproximam das observações com RMSE entorno dos 11 Wm^{-2} . Os modelos propostos por Brutsaert (1975) e Brunt (1932) apresentam maior precisão em comparação aos valores observados. Este resultado concorda com os obtidos por Duarte *et al.* (2006) e Carmona *et al.* (2014) para diferentes regiões da América do Sul.

Para a inicialização do modelo físico, analisou-se o comportamento termodinâmico observado sobre a RMRJ para as duas campanhas experimentais. O campo de umidade específica evidenciou a grande concentração de vapor de água próximo a superfície, com máximos da ordem de 20 g kg^{-1} , e um secamento nos níveis superiores da CLA. O campo de temperatura potencial virtual no experimento de inverno apresentou um ciclo diurno bem definido, com forte inversão térmica durante os períodos noturnos e gradiente vertical praticamente nulo na camada próxima à superfície. Os máximos de umidade específica foram da ordem de 14 g kg^{-1} , aproximadamente 30% inferior ao observado no experimento de verão.

O modelo SBDART, apresentou estimativas de LW_{dw} sensíveis aos valores da espessura óptica da camada de nuvens adotado nas simulações. Desse modo, considerou-se a presença de nuvens altas em todos os dias simulados, inclusive em dias de céu claro, dada a dificuldade de sua identificação por observações de superfície. Para nuvens altas, as estimativas de LW_{up} concordam com as observações para valores inferiores a 440 Wm^{-2} . Acima deste limiar, o modelo subestima as observações. A inclusão das informações sobre nuvens médias e baixas, mostrou que apesar do espalhamento, abaixo de 380 W m^{-2} as estimativas de LW_{dw} tendem a ajustar-se aos dados coletados pela PMicro. Acima deste valor a dispersão dos dados aumenta e, geralmente, as estimativas superestimam as observações. O comportamento para LW_{up} não apresenta modificações em relação a inclusão de nuvens.

6. REFERÊNCIAS

- ALADOS, I.; FOYO-MORENO, I.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Estimation of downwelling longwave irradiance under all-sky conditions. *International Journal of Climatology*, v. 32, n. 5, p. 781-793, 2012.
- ALBRECHT, B.; COX, S. K. Procedures for improving pyrgeometer performance. *Journal of Applied Meteorology*, v. 16, n. 2, p. 188-197, 1977.
- AMOUREUX, D. et al. Biogenic Gas (CH₄, N₂O, DMS) Emission to the Atmosphere from Near-shore and Shelf Waters of the North-western Black Sea. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 54, n. 3, p. 575-587, 2002.
- BAIMA DE SOUSA, Frank Bruno; ABI KARAM, Hugo. Análise da Estrutura Termodinâmica Associada ao Desenvolvimento de Tempestade Ocorrida entre 17 e 18 de Março de 2013 no Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuario do Instituto de Geociencias*, v. 37, n. 1, 2014.
- BASTOS, E. J. B.; SOUZA, R. A. F.; ALVALÁ, R. C. S. Land surface emissivity in Brazil from SSM/I observations at 19 and 85 GHz. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 18, n. 2, p. 147-160, 2000.
- 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. *Internacional Journal of climatology*, v.13, n. 7, p. 783-796, 1993.
- BÁRBARO, W. E., OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., CODATO, G., FERREIRA, M. J., MLAKAR, P., BOŽNAR, M. Z., ESCOBEDO, F. J. Observational characterization of the downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São Paulo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010.
- BILBAO, Julia; DE MIGUEL, Argimiro H. Estimation of daylight downward longwave atmospheric irradiance under clear-sky and all-sky conditions. *Journal of applied meteorology and climatology*, v. 46, n. 6, p. 878-889, 2007.
- BOHREN, C. F., ALBRECHT, B. A. *Atmospheric thermodynamics*. Oxford University Press, New York, 402 p, 1998.
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, EUA, v.108, n. 7, p. 1046-1053, 1980.
- BROCK, Fred V.; RICHARDSON, Scott J. *Meteorological measurement systems*. New York: Oxford University Press, 2001.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 58:389-420, 1932.

- BRUTSAERT, Wilfried. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v. 11, n. 5, p. 742-744, 1975.
- BUSSAB, O. W. E MORETTIN, P. A. *Estatística Básica*. 6ª Edição: Editora: Saraiva, 540p, 2010.
- CARMONA, Facundo; RIVAS, Raúl; CASELLES, Vicente. Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 115, n. 1-2, p. 281-295, 2014.
- CARVALHO, Leila MV; JONES, Charles; LIEBMANN, Brant. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.
- CRAWFORD, Todd M.; DUCHON, Claude E. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, n. 4, p. 474-480, 1999.
- DERECZYNSKI, C. P.; OLIVEIRA, J. S. e MACHADO, C. O. Climatologia da precipitação no município do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v.24, n.1, pp. 24-38, 2009. ISSN 0102-7786.
- DETRAN (Departamento Nacional De Transito). Disponível em <http://www.denatran.gov.br> Acessado em: 29 de maio de 2013.
- DRUMMOND, A., W. SCHOLES, AND J. BROWN, A new approach to the measurement of terrestrial long-wave radiation, WMO Tech. Note 104, pp. 383–387, World Meteorol. Organ., Geneva, 1970.
- DUARTE, H. F., N. L. DIAS, AND S. R. MAGGIOTTO. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil, *Agric. For. Meteorol.*, 139(3–4), 171–181, 2006.
- DUFRESNE, Jean-Louis et al. Longwave scattering effects of mineral aerosols. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 59, n. 12, p. 1959-1966, 2002.
- EPPLEY, INC. Standardization Of Eppley Precision Spectral Pyranometer And Pyrgeometer. p. 7, 2009.
- FERREIRA, Mauricio Jonas et al. Radiation balance at the surface in the city of São Paulo, Brazil: diurnal and seasonal variations. *Theoretical and applied climatology*, v. 107, n. 1-2, p. 229-246, 2012.
- FERREIRA, Nelson Jesus. *Aplicações ambientais brasileiras dos satélites NOAA e TIROS-N*. Oficina de textos, 2004.

- FIGUEROA, Silvio Nilo; SATYAMURTY, Prakki; DA SILVA DIAS, Pedro Leite. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.
- FURLAN, Claudia et al. The role of clouds in improving the regression model for hourly values of diffuse solar radiation. *Applied Energy*, v. 92, p. 240-254, 2012.
- GOODY, Richard M.; YUNG, Yuk Ling. *Atmospheric radiation: theoretical basis*, 2nd ed., by Richard M. Goody and YL Yung. New York, NY: Oxford University Press, 1989, v. 1, 1989.
- GRIMMOND, C. S. B. The suburban energy balance: Methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions. *International Journal of Climatology*, v. 12, n. 5, p. 481-497, 1992.
- GUBLER, S.; GRUBER, S.; PURVES, R. S. Uncertainties of parameterized surface downward clear-sky shortwave and all-sky longwave radiation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 12, n. 11, p. 5077-5098, 2012.
- HAIR, Joseph F. et al. *Análise multivariada de dados*. Bookman, 2007.
- IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/>. Acessado em: 29 de maio de 2013.
- International Atlas of Clouds and of States of the Sky. Office National Météorologique, 1930.
- INÁCIO, Thais. Potencial solar das radiações global, difusa e direta em Botucatu. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, 2009.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Disponível em <http://www.ipcc.ch/>. Acessado em: 07 de agosto de 2013.
- IQBAL, Muhammad. *An introduction to solar radiation*. Elsevier, 1983.
- JONSSON, P. et al. Longwave incoming radiation in the Tropics: results from field work in three African cities. *Theoretical and applied climatology*, v. 85, n. 3-4, p. 185-201, 2006.
- KALNAY, Eugenia et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.
- KESSLER, Albrecht; JAEGER, Lutz. Analysis of long time series of long-wave radiation fluxes above a pine forest. *Theoretical and applied climatology*, v. 74, n. 3-4, p. 179-189, 2003.
- KIPP E ZONEN. *Instruction Manual Of Cnr4 Net Radiometer*. Manual Version: 1107. 37p, 2009.

- KONDRATYEV, K. YA.(1969): Radiation in the Atmosphere. Albedo of the underlying surface and clouds. Academic Press, New York-London, p. 411-452.
- KRUK, Nadiane Smaha et al. Downward longwave radiation estimates for clear and all-sky conditions in the Sertãozinho region of São Paulo, Brazil. Theoretical and applied climatology, v. 99, n. 1-2, p. 115-123, 2010.
- LHOMME, Jean-Paul; VACHER, Jean-Joinville; ROCHETEAU, Alain. Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano. Agricultural and forest meteorology, v. 145, n. 3, p. 139-148, 2007.
- LIEBMANN, Brant et al. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. Journal of Climate, v. 12, n. 7, p. 1877-1891, 1999.
- LIU, Kuo-Nan. An introduction to atmospheric radiation. Academic press, 2002.
- LIU, Benjamin YH; JORDAN, Richard C. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. Solar Energy, v. 4, n. 3, p. 1-19, 1960.
- LONG, C. N.; SHI, Y. An automated quality assessment and control algorithm for surface radiation measurements. Open Atmos. Sci. J, v. 2, n. 1, p. 23-37, 2008.
- LORIDAN, Thomas et al. Local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS): Longwave radiation parameterization and seasonality-related developments. Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 50, n. 1, p. 185-202, 2011.
- MARQUES FILHO, E. P. et al. Rio de Janeiro's Tropical Urban Climate. Urban Climate News, v. 32, p. 5-10, 2009.
- MASSON, Valéry. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. Boundary-layer meteorology, v. 94, n. 3, p. 357-397, 2000.
- MCCLATCHEY, Robert A. et al. Optical properties of the atmosphere. AIR FORCE CAMBRIDGE RESEARCH LABS HANSCOM AFB MA, 1972.
- MESQUITA, Francisco Luiz Leitão. MONITORAMENTO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NA REGIÃO METROPOLITANA DO RIO DE JANEIRO. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2012.
- NIEMELÄ, Sami; RÄISÄNEN, Petri; SAVIJÄRVI, Hannu. Comparison of surface radiative flux parameterizations: Part I: Longwave radiation. Atmospheric Research, v. 58, n. 1, p. 1-18, 2001.
- NUNEZ, M.; OKE, T. R. Long-wave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere. Boundary-Layer Meteorology, v. 10, n. 2, p. 121-135, 1976.

- OHMURA, Atsumu. Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, v. 40, n. 4, p. 753-761, 2001.
- OKE, Timothy R. *Boundary layer climates*. Psychology Press, 1987.
- OLIVEIRA, A. P. et al. Medidas de radiação solar na Cidade de São Paulo: Calibração de piranômetros e aplicações meteorológicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 14, n. 2, p. 203-216, 1996.
- PEIXOTO, J. P.; OORT, Abraham H. *Physics of Climate*, 520 p. Am. Inst. of Phys., New York, 1992.
- PHILIPONA, Rolf et al. The Baseline Surface Radiation Network pyrgeometer round-robin calibration experiment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 15, n. 3, p. 687-696, 1998.
- 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, n. 533, p. 1127-1151, 1996.
- RASERA, MFFL. O papel das emissões de CO₂ para a atmosfera, em rios da bacia do Ji-Paraná (RO), no ciclo regional do carbono. 2005. 69 p. 2005. Dissertação (Mestrado em Ciências)– Centro de Energia Nuclear na Agricultura CENA, Piracicaba.
- RICCHIAZZI, Paul et al. SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, n. 10, p. 2101-2114, 1998.
- SELLERS, William D. *Physical climatology*. 1965.
- SOUZA FILHO, J. D. C. et al. Variação sazonal do balanço de radiação em uma floresta tropical no nordeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 318-330, 2006.
- SOUZA, J. M. Estimativas das componentes do Balanço Radiativo à Superfície mediante satélites meteorológicos – São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 193 p, 2006.
- SRIDHAR, V.; ELLIOTT, Ronald L. On the development of a simple downwelling longwave radiation scheme. *Agricultural and Forest Meteorology*, v. 112, n. 3, p. 237-243, 2002.
- STAIGER, Henning; MATZARAKIS, Andreas. Evaluation of atmospheric thermal radiation algorithms for daylight hours. *Theoretical and applied climatology*, v. 102, n. 1-2, p. 227-241, 2010.

- STAMNES, Knut et al. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Applied optics*, v. 27, n. 12, p. 2502-2509, 1988.
- SWINBANK, W. CQJR. Long-wave radiation from clear skies. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.
- TRIGO, Isabel F. et al. ASSESSMENT OF ALGORITHMS FOR LAND SURFACE ANALYSIS DOWN-WELLING LONG-WAVE RADIATION AT THE SURFACE. In: *Proceedings of the 2007 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, Amsterdam, Netherlands. 2007.
- TRIOLA, Mario F. et al. *Introdução à estatística*. Rio de Janeiro: Ltc, 2005.
- VIÚDEZ-MORA, A. et al. Modeling atmospheric longwave radiation at the surface under cloudless skies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, v. 114, n. D18, 2009.
- WANG, Kaicun; DICKINSON, Robert E. Global atmospheric downward longwave radiation at the surface from ground-based observations, satellite retrievals, and reanalyses. *Reviews of Geophysics*, v. 51, n. 2, p. 150-185, 2013.
- WILKS, Daniel S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic press, 2006.
- WILLMOTT, Cort J. On the validation of models. *Physical geography*, v. 2, n. 2, p. 184-194, 1981.
- XIA, Xiangao; ZONG, Xuemei. Shortwave versus longwave direct radiative forcing by Taklimakan dust aerosols. *Geophysical Research Letters*, v. 36, n. 7, 2009.