

MONITORAMENTO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NA REGIÃO METROPOLITANA DO RIO DE JANEIRO

Francisco Luiz Leitão de Mesquita

Dissertação de Mestrado 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 necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (área: meteorologia).

Orientador:

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

Rio de Janeiro

Março de 2012

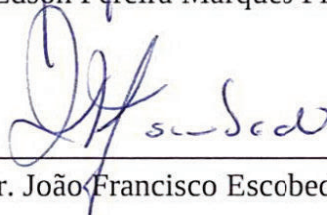
MONITORAMENTO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NA REGIÃO
METROPOLITANA DO RIO DE JANEIRO

Francisco Luiz Leitão de Mesquita

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO 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 NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA : METEOROLOGIA).



Prof. Dr. Edson Pereira Marques Filho (Orientador)



Prof. Dr. João Francisco Escobedo



Prof. Dr. Hugo Abi Karam

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

MARÇO DE 2012

Da Tese, Autor

Monitoramento do Balanço de Radiação na Região Metropolitana do Rio de Janeiro / Francisco Luiz Leitão de Mesquita – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2012.

___, 80 p.: il.; 29,7cm.

Orientador: Edson Pereira Marques Filho

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPMG/IGEO/CCMN

Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2012.

Referências Bibliográficas: p. 74-80.

1. Microclima. 2. Região Metropolitana do Rio de Janeiro. 3. Índice de claridade. 4. Cobertura do céu. 5. Componentes do balanço de radiação em superfície. I. Francisco Luiz Leitão de Mesquita. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPMG/IGEO/CCMN/UFRJ, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. Monitoramento do Balanço de Radiação na Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

Resumo da dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia (PPMG/IGEO/UFRJ) como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (Área: Meteorologia).

MONITORAMENTO DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NA REGIÃO METROPOLITANA DO RIO DE JANEIRO

Francisco Luiz Leitão de Mesquita

Orientador: Edson Pereira Marques Filho, Prof. Dr.

Março / 2012

RESUMO

Este trabalho apresenta a evolução temporal das componentes do Balanço de Radiação sobre a Região Metropolitana do Rio de Janeiro investigada a partir da análise das medidas de superfície coletadas na plataforma radiométrica do Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem, entre os meses de novembro/2010 a fevereiro/2012, e pelas estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia, entre os anos de 2008 e 2011. Primeiramente as condições microclimáticas observadas na Região Metropolitana do Rio de Janeiro foram caracterizadas a partir das medidas coletadas em superfície pelas estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia, resultando em três microclimas distintos, definidos como: litorâneo, urbano e suburbano. O sítio experimental em que está localizada a plataforma radiométrica do Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem apresentou características termodinâmicas representativas de um ambiente urbano. A Região Metropolitana do Rio de Janeiro apresentou características de uma região (sub)tropical úmida, com verões quentes e úmidos e invernos frios e secos. As diferentes condições da cobertura do céu foram determinadas com base nas variações das radiações solares global, direta e difusa em função do índice de claridade, seguindo metodologia discutida por Escobedo et al. (2008). Neste trabalho o intervalo do índice de claridade entre 0,67 e 1 foi utilizado como representativo da condição de céu aberto na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. A metodologia proposta por Barnett et al. (1998) foi empregada para avaliar a distribuição espaço-temporal de OCA coletadas em superfície pelas estações meteorológicas do Instituto Nacional do Rio de Janeiro. As medidas diretas da densidade do fluxo radiativo de onda curta atmosférica foram utilizadas para obter os parâmetros ótimos empregados na formulação proposta por Monteith e Unsworth (2008). A evolução temporal do Balanço de Radiação em superfície apresentou um ciclo diurno bem definido, com saldo de radiação em torno de 600 Wm^{-2} às 12h. Os balanços de ondas curtas e longas correspondem, respectivamente, 87% e 13% do saldo de radiação. Durante todo o período analisado o balanço de onda longa foi positivo, demonstrando a predominância da onda longa emitida pela superfície. A remoção de períodos nublados aumentou a radiação global disponível em 200 Wm^{-2} . Com um comportamento anisotrópico, o albedo médio foi igual $0,11 \pm 0,01$ similar ao encontrado por Ferreira et al. (2011) para a Região Metropolitana de São Paulo.

Palavras chave: Microclima, Região Metropolitana do Rio de Janeiro, Cobertura do céu, Índice de claridade, Componentes do balanço de radiação em superfície.

Abstract of the dissertation presented to the *Programa de Pós-graduação em Meteorologia* (PPMG/IGEO/UFRJ) as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M. Sc.) (Area: Meteorology)

MONITORING OF BUDGET RADIATION ON METROPOLITAN REGION OF THE RIO DE JANEIRO

Francisco Luiz Leitão de Mesquita

Advisors: Edson Pereira Marques Filho, Prof. Dr.

March / 2012

ABSTRACT

This work presents the temporal evolution of the components of the BRS on MRRJ investigated from the analysis of surface measurements collected on the platform of the radiometric LabMiM, between the months of the November/2010 and February/2012, and from automatic stations INMET, among years 2008 and 2011. First the microclimatic conditions of the MRRJ were characterized from measurements collected on the surface weather stations INMET, resulting in three distinct microclimates, defined as: coastal, urban and suburban. The experimental site where is located the radiometric platform of the LabMiM showed thermodynamic characteristics of a representative urban environment. The MRRJ is characteristic of a region (sub)humid tropical, with hot and humid summers and cold winters and dry. The different conditions of sky coverage were determined based on variations of OCA, OCA_{dir} and OCA_{dif} in function of the index K_T , following the method discussed by Escobedo et al. (2008). In this work the range $0.67 \leq K_T < 1$ as representative of the condition of clear sky in the MRRJ. The methodology proposed by Barnett et al. (1998) was used to evaluate the spatial and temporal distribution of OCA collected in surface by weather stations of INMET. Direct measurements of the density of shortwave radiative flux been used to obtain the optimal parameters used in the formulation proposed by Monteith and Unsworth (2008). The temporal evolution of the BRS showed a well defined diurnal cycle, with R_n around 600 Wm^{-2} at 12 hours. The budget of short and long waves correspond, respectively, 87% and 13% of R_n . Throughout the period under review the long wave balance was positive, demonstrating the predominance of OLS. The removal of periods cloudy ($K_T < 0.67$) increased the OCA available in 200 Wm^{-2} . With an anisotropic behavior, the average albedo was equal to 0.11 ± 0.01 similar to found by Ferreira et al. (2011) for the MRSP.

Key words: microclimate, MRRJ, covering the sky clearness index and components of the BRS.

AGRADECIMENTOS

A Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ) (Procs. E-26/110449/2007 e E-26/102394/2010) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) (Proc. 476599/2009-1) pelo suporte financeiro. Ao INMET pela disponibilização dos dados utilizados neste estudo.

A Dra. Ana Luiza Coelho Neto (GEOHECO-IGEO-UFRJ), coordenadora do projeto FAPERJ (E-26/110449/2007), cujo apoio científico foi vital para a aquisição do conjunto instrumental da plataforma radiométrica do LabMiM.

Ao Dr. Amauri Pereira de Oliveira e a Msc. Georgia Codato do grupo de pesquisa Labmicro-IAG-USP, pelo importantíssimo auxílio técnico na confecção dos cabos e dos circuitos eletrônicos empregados no sistema de aquisição de dados do LabMiM.

Ao Dr. João Francisco Escobedo da Faculdade de Ciências Agrônomicas da UNESP, pela doação do suporte metálico do anel de sombreamento, viabilizando a medição da radiação solar difusa.

Ao Dr. Edson P. Marques Filho pela orientação, sugestões e correções que possibilitaram a conclusão deste trabalho.

Aos membros da Banca Examinadora, pela disponibilidade e atenção, em especial, ao Dr. Hugo A. Karam pelas críticas e conhecimentos transmitidos que enriqueceram este trabalho.

Aos meus colegas de curso de pós-graduação em Meteorologia pela amizade, por compartilhar momentos de dificuldades e êxitos juntos, em especial aos amigos Rafael Le Masson de Souza e a Rodrigo Matola de Miranda Cardozo, pelos esclarecimentos e/ou fornecimento de ferramentas utilizadas neste trabalho.

Em especial, aos meus pais, pelo apoio e incentivo e por não terem medido esforços para que eu alcançasse esta meta e pela presença constante deles em minha vida.

E finalmente agradeço a Deus pela minha vida e por todas as bênçãos que Ele me concedeu.

LISTA DE SÍGLAS E ABREVIACÕES

BRS	Balço de Radiao em Superfície
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLS	Camada Limite Superficial
CLU	Camada Limite Urbana
DETRAN-RJ	Departamento de Trânsito do Estado do Rio de Janeiro
EMA	Erro Médio Absoluto
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGEO	Instituto de Geociências
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Intergovernmental Painel on Change Climate
LabMiM	Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem
LabMicro	Laboratório de Micrometeorologia
ONU	Organização das Nações Unidas
PRJ	Prefeitura da cidade do Rio de Janeiro
RMRJ	Região Metropolitana do Rio de Janeiro
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
USP	Universidade de São Paulo
UNESP	Universidade Estadual Paulista

LISTA DE SÍMBOLOS

LATINOS

c	Velocidade da luz no vácuo
c_p	Calor específico a pressão constante
D	Distância Terra-Sol para um determinado dia do ano
\bar{D}	Distância Média Terra-Sol
$\left(\frac{\bar{D}}{D}\right)$	Fator de correção da excentricidade da órbita da Terra
e	Pressão parcial de vapor de água na atmosfera
e_s	Pressão de saturação de vapor de água na atmosfera
f	Fração de nebulosidade
g	Aceleração da gravidade
G	Fluxo de calor no solo
h	Constante de Planck
h_s	Ângulo horário solar
<i>hora</i>	Hora cronológica
H	Fluxo de calor sensível
INVP	Radiação solar da faixa espectral do infravermelho próximo
I	Irradiância total
I_λ	Irradiância
L_v	Calor latente de vaporização

LE	Fluxo de calor latente
k	Energia cinética turbulenta
K	Constante de Boltzmann
K_T	Índice de claridade
K_d	Índice da fração difusa da radiação solar
m	Massa ótica relativa do ar
n	Brilho solar real
n_d	Número do dia do ano
N	Fotoperíodo solar
OC	Balanço de ondas curtas
OCA	Onda curta da atmosfera incidente a superfície
OCA_{CM3}	Onda curta da atmosfera incidente medida pelo sensor CM3
OCA_{PSP}	Onda curta da atmosfera incidente medida pelo sensor PSP
OCA_{dir}	Componente direta da onda curta da atmosfera incidente
OCA_{dif}	Componente difusa da onda curta da atmosfera incidente
OCA_{norm}	Onda curta da atmosfera incidente normalizada
OCR	Onda Curta da atmosfera refletida pela superfície
OL	Balanço de ondas longas
OLA	Onda longa emitida pela atmosfera
OLS	Onda longa emitida pela superfície
p	Pressão atmosférica ao nível da medida

p_s	Pressão atmosférica de referência
q	umidade específica do ar
r	albedo
R_n	Saldo de radiação ou radiação líquida
R_{Top}	Radiação no topo da atmosfera
S_o	Constante solar
T	Temperatura absoluta em graus K
T_a	Temperatura do ar
T_{dry}	Temperatura do ar seco
T_{CG3}	Temperatura do sensor CG3
T_{Domo}	Temperatura do domo do pirgeômetro
T_{PIR}	Temperatura do pirgeômetro
T_v	Temperatura virtual
T_w	Temperatura do bulbo úmido
u'	flutuação da componente longitudinal de velocidade do vento
U	Componente horizontal do vento
UR	Umidade relativa do ar
UV	Radiação solar ultravioleta
VIS	Radiação solar na faixa espectral da luz visível
w'	Flutuação da componente vertical de velocidade do vento

GREGOS

α_λ	Absorvidade
δ	Declinação solar
ε_λ	Emissividade
ε_a	Emissividade da atmosfera
ε_s	Emissividade da superfície
ε_d	Taxa de dissipação da energia cinética
γ	Latitude local
λ	Comprimento de onda
λ_p	Constante psicométrica
σ	Constante de Stefan-Boltzmann
τ_λ	Transmissividade atmosférica
τ_a	Coefficiente de atenuação devido a aerossóis
τ_m	Coefficiente de atenuação molecular
θ	Temperatura potencial
θ'	Flutuação da temperatura potencial
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ_z	Ângulo zenital solar

LISTA DE FIGURAS

Figura - 2.1. Esquema conceitual da Camada Limite Urbana	8
Figura - 2.2. Representação esquemática da estrutura vertical da camada limite urbana no período diurno	9
Figura - 2.3. Ciclo diurno idealizado das componentes do balanço de energia para as áreas: (a) rural; (b) urbana. R_n , G , LE e H representam respectivamente os fluxos de radiação líquida, calor no solo, calor latente e calor sensível.	11
Figura - 2.4. Faixas do espectro eletromagnético medidas em comprimento de onda (μm) e frequência (GHz).	15
Figura- 2.5. Perfil médio idealizado em condições tropicais da atmosfera e suas subcamadas classificadas de acordo com o critério de temperatura e pressão.	19
Figura - 2.6. Comparação entre os espectros da radiação eletromagnética emitidas por um corpo negro a 5.900K, no topo da atmosfera e ao nível do mar.	20
Figura - 2.7. Evolução anual do fotoperíodo solar para diferentes latitudes do Hemisfério Sul.	24
Figura - 2.8. Evolução anual: (a) da declinação solar e (b) da R_{top} para diferentes faixas latitudinais no HS.	26
Figura - 3.1. Instrumentação da Plataforma Radiométrica do LabMiM: (a) mini-estação meteorológica modelo WXT520 da Vaisala; (b) Piranômetro modelo PSP da Eppley; (c) Pirgeômetro modelo PIR da Eppley; (d) sado radiômetro modelo CNR1 da Kipp & Zonenn; e (e) mesa móvel do anel de sombreamento equipado com um piranômetro modelo PSP para medição da componente difusa da radiação solar.	28
Figura - 3.2. Representação esquemática do anel de sombreamento na mesa móvel.	35
Figura - 3.3. Datalogger modelo CR1000 da plataforma radiométrica do LabMiM.	38

LISTA DE FIGURAS – CONTINUAÇÃO

- Figura - 4.1.** Localização geográfica das estações meteorológicas instaladas na RMRJ. Os marcadores em amarelo e preto representam, respectivamente, as estações automática e convencional do INMET. O marcador em vermelho representa a Plataforma Radiométrica (LabMiM-IGEO-UFRJ). 39
- Figura - 4.2.** Evolução horária de *OLA* medida pelo sensor CG3 do CNR1 durante o mês de dezembro de 2010 (cinza) e 2011 (vermelho). A linha tracejada representa a média do intervalo. 41
- Figura - 5.1.** Médias mensais de: (a) temperatura e (b) umidade relativa. As colunas cinzas, a linha contínua com quadrados e as barras verticais representam respectivamente, as normais climatológicas, as medias geradas pelas estações automáticas do INMET e os desvios padrão das médias. 45
- Figura - 5.2.** Média mensal da distribuição pluviométrica para o município do Rio de Janeiro. As colunas cinzas e as pretas representam as médias mensais obtidas pelas estações do INMET e climatologia entre o período de 1975 – 1990, respectivamente. 46
- Figura - 5.3.** Série climática da distribuição da fração de nebulosidade para a RMRJ obtida pela estação convencional do INMET entre o período de 1975 e 1990. 46
- Figura - 5.4.** Diagramas da evolução temporal média horária dos campos termodinâmicos θ_v (esquerda) e q (direita) para os seguintes microclimas: litorâneo (a e b); urbano (c e d); suburbano (d e f). 48
- Figura - 5.5.** Ciclo diurno médio anual de θ_v (direita) e q (esquerda) para as seguintes estações: (a e b) Copacabana; (c e d) Deodoro; (e e f) Xerém. Os símbolos representam os valores médios e as barras verticais os respectivos desvios padrão. 49
- Figura - 5.6.** Evolução temporal média das variáveis termodinâmicas coletadas no LabMiM: (a) θ_v ; (b) q . Os dados utilizados referem-se ao período de maio/2011 a fev/2012. Os símbolos representam as médias para cada 30 minutos e as áreas em cinza os respectivos desvios padrão. 50

LISTA DE FIGURAS – CONTINUAÇÃO

- Figura - 5.7.** Médias mensais dos valores diários (a) e horários (b) da radiação solar no topo da atmosfera (linha contínua com símbolos) e da *OCA* incidente na superfície (colunas cinzas) durante o período de novembro/2010 a fevereiro/2012. As barras verticais representam os desvios padrão de *OCA*. 52
- Figura - 5.8.** Médias mensais dos valores diários (a) e horários (b) de K_T estimados para área da plataforma radiométrica do LabMiM durante o período de novembro de 2010 a fevereiro de 2012. As barras verticais representam os desvios padrão de K_T 53
- Figura - 5.9.** Distribuição da frequência diária de K_T obtidas pelo CNR1, no LabMiM durante o período de novembro/2010 a fevereiro/2012. 54
- Figura - 5.10.** Distribuição da frequência relativa acumulada das medidas diárias de K_T para o LabMiM durante o período de novembro/2010 a fevereiro/2012. 54
- Figura - 5.11.** Médias horárias das componentes *OCA*, R_{dif} e R_{dir} em função do índice de claridade K_T . OCA_{CNR1} , OCA_{PSP} , R_{dif} e R_{dir} representam respectivamente: as radiações global, difusa e direta coletadas pelo LabMiM. 56
- Figura - 5.12.** Médias mensais dos valores diários da radiação solar no topo da atmosfera (linha contínua com símbolos), da *OCA* incidente na superfície (esquerda) e do índice de claridade K_T (direita): (a & b) Copacabana; (c & d) Deodoro; (e & f) Jacarepaguá; (g & h) Seropédica; (i & j) Xérem no período de 2008 a 2011. 57
- Figura - 5.13.** Distribuição de frequência das medidas diárias de K_T para as seguintes estações do INMET: (a) Copacabana; (b) Deodoro; (c) Jacarepaguá; (d) Seropédica; (e) Xerém. 60
- Figura - 5.14.** Evolução horária de *OCA* medidos no LabMiM no verão de 2011 para: (a) condição total (sem remoção da nebulosidade); (b) condição de céu claro (remoção da nebulosidade). A área cinza representa a margem média de *OCA* para as demais estações da RMRJ. 62

LISTA DE FIGURAS – CONTINUAÇÃO

- Figura - 5.15.** Dispersão entre as frações médias horárias de K_d e K_T obtidas com as medidas coletadas no LabMiM entre os meses de setembro/2011 e fevereiro/2012. Os símbolos representam: círculos em cinza (médias de 30 minutos); quadrados brancos (médias de bloco igualmente espaçados centrados em K_T para cada intervalo de 0,025); linha contínua em preto (modelo proposto por Oliveira et al. (2002b)). 63
- Figura - 5.16.** Correlações das medidas horárias de OCA normalizadas, coletadas em diferentes pontos da RMRJ. Os números nos eixos superior e lateral esquerdo das figuras representam as seguintes estações do INMET: (1) Copacabana; (2) Deodoro; (3) Jacarepaguá; (4) Seropédica; (5) Xerém. 66
- Figura - 5.17.** Correlações das medidas horárias de OCA_{norm} em função da distância (km) entre as estações. 66
- Figura - 5.18.** Evolução horária das componentes do BRS medidos na Plataforma Radiométrica do LabMiM. R_n é o saldo de radiação líquida, OCA é a radiação de onda curta incidente, OCR é a radiação de onda curta refletida pela superfície, OLA é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e OLS é a radiação de onda longa emitida pela superfície. 67
- Figura - 5.19.** Evolução horária das componentes do BRS medidos na Plataforma Radiométrica do LabMiM para a condição de céu claro. R_n é o saldo de radiação líquida, OCA é a radiação de onda curta incidente, OCR é a radiação de onda curta refletida pela superfície, OLA é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e OLS é a radiação de onda longa emitida pela superfície. 68
- Figura - 5.20.** Evolução temporal média horária do albedo da superfície. Os quadrados representam as médias de 30 minutos e as barras verticais seus respectivos desvios-padrão. 69
- Figura - 5.21.** Componente OCA do BRS, medida e estimada pelo modelo ajustado. Os círculos em cinza representam os valores médios para cada 30 minutos, os quadrados em branco são as médias dos modelos para intervalos de 100 Wm^{-2} de OCA e as barras verticais seus respectivos desvios. 70
- Figura - 5.22.** Evolução temporal média horária das estimativas de OCA . Os quadrados em cinza representam as médias de 30 minutos dos valores medidos, as barras verticais seus respectivos desvios-padrão e a linha contínua a modelagem de OCA para a RMRJ. 70

SUMÁRIO

1-INTRODUÇÃO	2
2-ELEMENTOS TEÓRICOS	8
2.1-Camada limite urbana	8
2.2-Variáveis termodinâmicas	12
2.3-A Radiação solar.....	14
2.4-Balanco de radiação	18
2.5-Relações astronômicas e os índices K_T, K_d e f	22
2.6-Modelagem e estimativa de <i>OCA</i>	26
3-A PLATAFORMA RADIOMÉTRICA	28
3.1- Saldo radiômetro CNR1	29
3.1.1-Piranômetro CM3	30
3.1.2-Pirgeômetro CG3	31
3.2-Piranômetro PSP.....	33
3.3-Pirgeômetro PIR.....	33
3.4-A mesa móvel do anel de sombreamento	35
3.5-A mini-estação WXT-520	36
3.6-Datalogger CR1000.....	37
4-METODOLOGIA	39
5-RESULTADOS.....	44
5.1-Characterização microclimática da RMRJ	44
5.2-A radiação solar na RMRJ.....	51
5.3-Balanco de radiação na RMRJ	66
5.4-Modelagem e estimativa de <i>OCA</i>	69
6-CONCLUSÕES E SUGESTÕES.....	71
7-REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	74

1. INTRODUÇÃO

Os processos de interação superfície-atmosfera têm um papel importante no sistema climático terrestre, por meio das trocas de momento, calor, umidade e de outros constituintes atmosféricos, afetando a atmosfera como um todo e em particular na camada inferior da troposfera denominada Camada Limite Planetária (CLP) (Arya, 2005).

Do ponto de vista prático, as atividades humanas modificam as condições microclimáticas, como resultado direto dos processos de urbanização, das alterações na ocupação e do uso intensivo do solo, desmatamento e a queima de combustíveis fósseis (Nobre, 2008; Grimmond et al., 2010). Quando estas atividades humanas não são acompanhadas de monitoramento, gerenciamento e planejamento ambiental observa-se a progressiva degradação das condições ambientais e a escassez dos recursos naturais (Huang et al., 2008).

O rápido aumento populacional tem conduzido a novos desafios em termos do manejo de recursos naturais e uso do solo. Segundo dados da Organização das Nações Unidas (ONU, 2010), em 1950 apenas 29,1% da população mundial residiam em áreas urbanas. Em 2010, este número aumentou para 53,4%, sendo que a maior taxa de crescimento está em regiões menos desenvolvidas. Por exemplo, em 1950 Buenos Aires era a única cidade da América do Sul com população acima de 5 milhões de habitantes. Na última década, sete cidades deste continente já excediam este número: Belo Horizonte (5,4 milhões); Santiago (6,1 milhões); Bogotá (8,0 milhões); Buenos Aires (12,8 milhões); Lima (8,5 milhões); Rio de Janeiro (11,9 milhões) e São Paulo (19,7 milhões). No Brasil, mais de 85% da população está concentrada em regiões urbanas. No caso específico da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), verifica-se além de um grande contingente populacional, uma frota de 3,6 milhões de veículos automotores (DETRAN-RJ, 2010) e um grande parque industrial.

Os processos de urbanização também alteram as condições atmosféricas de uma região, uma vez que provocam modificações na rugosidade e nas propriedades térmicas da superfície, diminuição da intensidade do vento e da umidade no solo (Kalnay e Cai, 2003), além de contribuir para a formação de um fenômeno complexo conhecido como Ilha de Calor Urbana (ICU) (Oke, 1987). A ICU é caracterizada pela diferença significativa de temperatura entre a região urbana e a rural, ou suburbana, circunvizinha (Oke, 1987; Arnfield e Grimmond, 1998). A intensidade da ICU varia de acordo com a velocidade do

vento, cobertura de nuvens, o tamanho da cidade e o aumento da população (Arnfield, 2003; Atkinson, 2003).

Em latitudes médias, a ICU é mais freqüente no período noturno, enquanto que em latitudes subtropicais ela pode ser observada durante o período diurno (Oke, 1987; Montálvez et al, 2000; Morris e Simmonds, 2000; Marques Filho et al., 2009). Fatores como a condutividade térmica dos materiais utilizados nas construções, albedo superficial, altura dos edifícios, largura das ruas, aumento do calor antropogênico e diminuição de áreas verdes, alteram o balanço de energia e água da superfície e favorecem a formação da ICU (Mills, 2004). De acordo com Huang et al. (2008) alterações bruscas no microclima geradas pelas heterogeneidades em áreas urbanas, podem influenciar o conforto ambiental e a saúde dos seus habitantes, com o aumento no consumo de energia e piora nos padrões de qualidade do ar.

Para compreender o impacto do crescimento urbano sobre o microclima de uma região é necessário estimar de forma direta as trocas de energia, momento e massa entre a atmosfera e a superfície (Oke, 1987). O balanço de radiação na superfície (BRS) é uma componente importante do balanço de energia, uma vez que é considerada uma das principais fontes na interface do sistema superfície-atmosfera (White et al., 1978). Dentre as diversas aplicações que necessitam do conhecimento do BRS, destacam-se (Oliveira et al., 1996): estimativas de evapotranspiração de regiões cultivadas; potencial energético de energia solar; sensoriamento remoto; etc.

As metrópoles também exercem enorme pressão sobre os recursos ambientais disponíveis e são fontes de muitos poluentes antropogênicos emitidos para atmosfera. As conseqüências são o agravamento das condições locais de qualidade do ar e as alterações na constituição química da atmosfera em escalas regional e global, contribuindo para as mudanças climáticas (IPCC, 2007). De acordo com Juaregui (1997) a influência do aquecimento antropogênico e principalmente a emissão de poluentes na atmosfera, tem contribuído para a alteração do regime pluviométrico dos centros urbanos. Estudos têm mostrado que a poluição do ar nas metrópoles é responsável pelo aumento da morbidade de crianças e idosos com doenças respiratórias graves (Saldiva, 2005; Santos et al., 2008).

Em áreas urbanas a incidência da radiação de onda curta atmosférica (*OCA*) é consideravelmente alterada pelos poluentes presentes na atmosfera, e esta atenuação depende da natureza e da concentração dos poluentes. Em cidades com forte presença industrial e com elevado tráfego de veículos automotores, a *OCA* pode ser reduzida em até 20% em comparação com regiões não industrializadas (Grimmond et al., 2010). Em casos extremos,

onde se tem dias de grande concentração de poluentes, com ausência de vento e de baixa elevação solar, a redução de *OCA* pode ser superior a 30 % (Oke, 1987).

Estudos das intensidades e variações sazonais de *OCA* em superfícies urbanas e rurais por meio de séries temporais são de grande relevância, e por este motivo necessitam de medidas de qualidade com elevado grau de confiabilidade. Além disso, o conhecimento da variabilidade da *OCA* auxilia a identificação de regiões com potencial de aproveitamento de energia solar (Scolar et al., 2003), aplicações em agronomia para melhorar a produtividade agrícola (Pereira et al., 2002), entre outras.

As características urbanas influenciam diretamente as componentes do BRS. Dentre estas se destacam os obstáculos formados pelos edifícios. Como a área urbana tende a ser mais quente que suas adjacências à noite, há uma maior liberação de radiação de onda longa para a atmosfera, mas essa emissividade pode ser diminuída devido aos cânions urbanos (vales formados por prédios), que retém parte da radiação em seu interior. Há também os efeitos da cobertura de nuvens e da poluição atmosférica, que refletem a radiação de volta a superfície, aprisionando-a, especialmente em cidades de clima úmido.

Considerando todas as possíveis orientações, razões entre a altura e a largura dos cânions (relação de aspecto), tipos de materiais, condições de umidade etc, é possível ter uma boa representação do cânion urbano. Segundo Oke (1987), assim que o Sol fica acima da linha do horizonte do cânion, a parede voltada para leste começa a ser irradiada e a outra parede e a rua continuam na sombra. A princípio, somente a parte superior da parede está iluminada, mas ela só recebe um feixe direto quase no zênite local, quando a recepção de radiação por área é maximizada. Por exemplo, às 08 h 30 min a radiação líquida é aproximadamente 360 Wm^{-2} próximo ao topo da parede voltada para leste, mas como o resto da parede está na sombra, a média da irradiância é de apenas 65 Wm^{-2} . Após o meio-dia, ela recebe somente radiação solar difusa, apresentando um subpico que coincide com a máxima irradiância, conseqüentemente máxima reflexão, da parede oposta. A rua fica iluminada somente ao meio do dia solar, e a curva da radiação líquida é simétrica sob o zênite solar e maior em magnitude devido ao menor albedo da rua. (Masson, 2000; Karam et al., 2009).

Por dia, 70% a 80% do excedente da radiação de todas as superfícies são dissipadas para a atmosfera via transferência turbulenta e os 20% a 30% restantes são armazenados nos materiais dos cânions. À noite, a liberação desse calor armazenado é suficiente para suprir quase todo o déficit da radiação líquida. Com uma densidade maior de construções e pouca disponibilidade hídrica, o fluxo de calor sensível (H) mantém um domínio sobre o fluxo de

calor latente (LE) (Oke, 1987). Esse fluxo pode até desaparecer em alguns centros totalmente construídos. Porém os parques, especialmente os irrigados, podem agir como oásis, isto é, o fluxo de calor sensível torna-se negativo devido a temperatura do ar ao redor e acima ser maior do que a temperatura do ar no local. Isso acontece porque nos parques há maior concentração de umidade do que em outras regiões bem mais secas, reforçando o fato da umidade disponível ser um importante fator no clima urbano. Após uma chuva intensa, o fluxo de calor sensível se reduz a 20% do valor da irradiância líquida, e num período seco, pode ser de 65%, mesmo em áreas suburbanas.

Estudos para investigar os efeitos da Camada Limite Urbana (CLU) sobre a radiação solar incidente ganham cada vez mais destaque na literatura (Stanhill e Kalma, 1995; Taha, 1997; Li, 1998; Jáuregui e Luyando, 1999). Stanhill e Kalma (1995) mostraram que em Hong Kong, China, os efeitos da poluição atmosférica, juntamente com o tipo de cobertura de nuvens, provocam uma redução na OCA . Isto também foi observado por Taha (1997) em áreas urbanas situadas no Hemisfério Norte e por Li (1998), que com medidas de satélite observou que os aerossóis e a variabilidade da cobertura de nuvens em áreas urbanas atenuam o fluxo da radiação solar em superfície e no topo da atmosfera. Esta atenuação de OCA é mais pronunciada em cidades com elevada concentração de poluentes, como é o caso da Cidade do México (Jáuregui e Luyando, 1999). Em todos estes estudos foi observado que a diminuição da OCA é acompanhada por um aumento da radiação difusa em superfície.

No Brasil, existem estudos recentes que abordam o monitoram e a evolução do comportamento das componentes do BRS e da radiação difusa em áreas urbana e rural (Oliveira et al., 2002a, b, c; Drechmer, 2005; Codato et. al., 2008; Bárbaro et al., 2010; Ferreira et al., 2011). Nos últimos anos, grupos de pesquisa, estão empenhando-se no monitoramento e análises das componentes do balanço de radiação e energia. Dentre, estes, o grupo de Micrometeorologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (LABMicro-IAG-USP) realiza desde 1994 o monitoramento contínuo e direto de todas as componentes do BRS sobre uma superfície urbana característica da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). A partir destas medidas, Oliveira et al. (1996 & 2002a) observaram que, em dias de céu claro, o material particulado é responsável por reduções de OCA e pelo aumento na radiação difusa na superfície da RMSP. De acordo com Codato et al. (2008) a umidade da baixa atmosfera e os aerossóis marinhos também influenciam a redução da OCA na RMSP. Oliveira et al. (2002b) propôs novas formulações da fração difusa (K_d) para estimar na escala temporal horária, diária e mensal a radiação difusa em superfície na RMSP.

Em geral, os resultados presentes na literatura mostram que o aumento da poluição atmosférica, proveniente da queima de combustíveis fósseis e de biomassa, em conjunto com fatores característicos das áreas urbanas, estão diretamente relacionados a redução das estimativas da radiação incidente de ondas curtas medidas em superfície. Logo, faz-se necessário a medição das variáveis radiométricas, uma vez que as mesmas permitirão o desenvolvimento de novas parametrizações que representem adequadamente a evolução diurna e sazonal das componentes do BRS em regiões urbanas tropicais (Soares et al., 2004; Bárbaro et al., 2010).

Dentre os fatores que afetam diretamente a evolução das componentes do BRS, a variabilidade da cobertura do céu é uma das mais importantes. Em geral, as condições de nebulosidade são classificadas por meio do índice de claridade K_T (Liu e Jordan, 1960), que corresponde à razão entre OCA em superfície e radiação incidente no topo da atmosfera (R_{Top}). Valores de $K_T \rightarrow 1$ representam as condições de céu claro e $K_T \rightarrow 0$ céu totalmente nublado (Liou, 2002 e Muneer, 2004). Assim, o cálculo de K_T possibilita estabelecer uma indicação do grau de nebulosidade para uma determinada área.

Liu e Jordan (1960) foram um dos primeiros a estabelecer relações matemáticas para K_T , com medidas radiométricas coletadas em latitudes médias no Hemisfério Norte, e consideraram o seguinte critério para determinar as condições de cobertura do céu: nublado para $K_T < 0,3$; parcialmente nublado $0,3 \leq K_T \leq 0,7$; e céu claro para $K_T > 0,7$. Reindl et al. (1990), em um estudo que envolveu cinco localidades européias e norte-americanas, classificaram como céu nublado $K_T < 0,35$, céu parcialmente nublado quando $0,35 \leq K_T \leq 0,75$ e céu limpo $K_T > 0,75$. Jacovides et al. (1996) classificaram as condições do céu como nublado, parcialmente nublado e claro, quando $K_T < 0,2$, $0,2 \leq K_T \leq 0,6$ e $K_T > 0,6$, respectivamente. Recentemente, Escobedo et al. (2008) realizaram um estudo para determinar as estimativas das frações da radiação ultravioleta (UV), fotossintética ativa (PAR) e do infravermelho próximo (NIR) sobre as várias condições do céu para a cidade de Botucatu-SP. Diferente dos outros trabalhos, eles estabeleceram os seguintes limites de K_T de acordo com as frações de radiação difusa e direta: nublado ($K_T \leq 0,35$); parcialmente nublado com predomínio da fração difusa ($0,35 < K_T \leq 0,55$); parcialmente nublado com predomínio da fração direta ($0,55 < K_T \leq 0,65$); e céu claro ($K_T > 0,65$).

Em razão dos problemas expostos, existe a necessidade de caracterizar de forma realística as condições microclimáticas da RMRJ e, conseqüentemente, os processos de troca de energia na interface superfície-atmosfera. Neste sentido, a presente dissertação tem como objetivo caracterizar os diferentes microclimas presentes na RMRJ e as componentes do

BRS, sendo estas analisadas sob as condições de céu normal e claro; bem como propor a utilização de parametrização de *OCA* ajustadas à condição de céu claro. Nos capítulos subsequentes serão discutidas as bases teóricas (capítulo 2), o sítio experimental e a instrumentação utilizada (capítulo 3), a metodologia empregada (capítulo 4), resultados encontrados (capítulo 5), e as conclusões (capítulo 6).

2. ELEMENTOS TEÓRICOS

2.1 Camada limite urbana

A camada limite urbana (CLU) é tradicionalmente definida como a porção inferior da troposfera onde as forçantes térmicas e mecânicas devido à presença da superfície, atuam de forma significativa sobre uma área urbanizada (Oke, 1987).

Em regiões urbanas é comum verificar alta concentração de poluentes derivados da queima incompleta de combustíveis fósseis que ocorrem em geral numa razão superior a que a CLU pode dispersá-los, causando episódios de poluição recorrentes (Marciotto et al., 2010).

A urbanização também afeta as propriedades térmicas e radiativas da superfície. Em geral, as superfícies urbanas absorvem e retêm mais energia (maior aquecimento) do que superfícies rurais ou vegetadas. Isto é devido a sua geometria, que favorece a absorção da radiação solar pelo aumento da interação entre a mesma e a superfície como uma consequência das múltiplas reflexões e emissões (Ferreira et al., 2011)

Um dos efeitos decorrentes das atividades industriais dos centros urbanos sobre a CLU é à produção antropogênica de calor. Dessa forma, a geometria da superfície urbana e a atividade humana afetam diretamente os fluxos de momento, calor e umidade próximos a superfície, na camada do dossel urbano (Oke, 1987).

Na Figura 2.1 encontra-se uma representação conceitual da CLU.

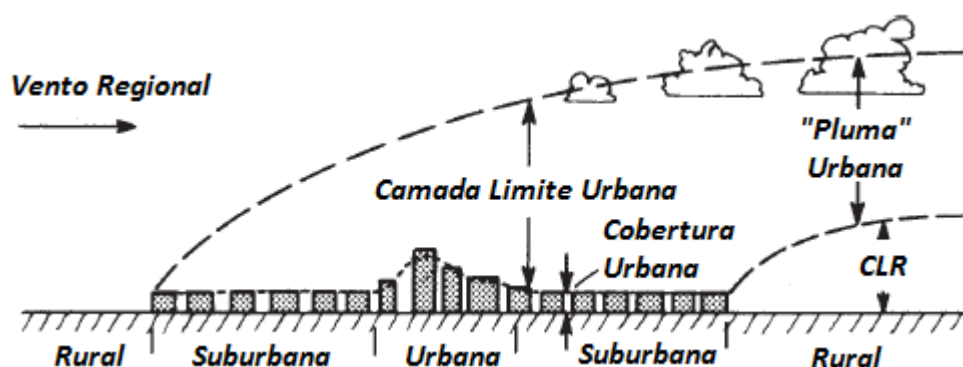


Figura - 2.1. Esquema conceitual da Camada Limite Urbana.
Fonte: adaptado de Oke (1987).

A CLU é composta basicamente de três subcamadas baseadas nas características dos perfis verticais das médias das variáveis dinâmicas e termodinâmicas dos fluxos turbulentos:

- Subcamada Rugosa: adjacente à superfície, esta sub-camada é fortemente influenciada pela escala de comprimento dos elementos de rugosidade (edifícios e morros).
- Subcamada Inercial: os fluxos turbulentos não variam por mais de 10% do seu valor na superfície (Stull, 1988), caracterizando a Camada Limite Superficial (CLS).
- Camada de Mistura: é onde as propriedades dinâmicas e termodinâmicas são rapidamente misturadas pela turbulência resultando em perfis verticais uniformes de temperatura potencial, velocidade do vento e umidade específica.

Na Figura 2.2 encontra-se a representação conceitual das subdivisões da CLU.

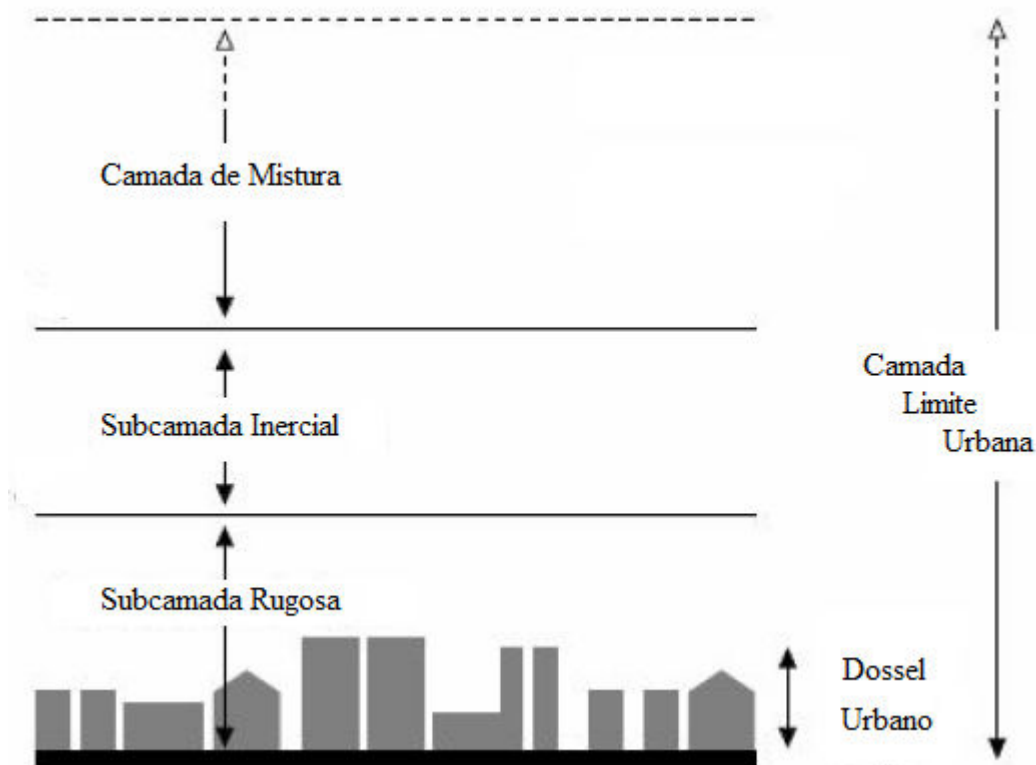


Figura - 2.2. Representação esquemática da estrutura vertical da camada limite urbana no período diurno.

Fonte: adaptado de HARMAN (2003).

Comparativamente, a evolução diurna da Camada Limite Atmosférica (CLA) sobre uma região urbana difere consideravelmente da CLA sobre as regiões rurais. Durante o período diurno o fluxo de calor sensível é maior sobre a região urbana, conseqüentemente a altura da CLU é maior do que a extensão vertical da CLA sobre as regiões rurais. À noite as diferenças são maiores, pois enquanto se observa a formação de uma inversão térmica de superfície sobre as regiões rurais, é comum encontrar convecção térmica sobre a região urbana com intensidade suficiente para gerar uma camada de mistura (Cermak et al, 1995). Em alguns casos, o fluxo de calor sensível durante o período diurno apresenta uma

variabilidade espacial sobre as regiões urbanas com valores menores sobre as áreas com construções mais altas. Como consequência, a altura da CLU também se torna menor sobre estas regiões com construções mais altas (Marciotto et al., 2010). Este efeito está relacionado com o aumento da capacidade de armazenar calor a medida que as construções se tornam mais altas.

O que determina em grande parte a evolução temporal e espacial da CLU é a intensidade da turbulência (Eq. 3.1), que depende em grande parte da produção térmica de energia cinética turbulenta (termo II presente na Eq. 3.1), associada ao fluxo de calor sensível, da produção mecânica (termo I presente na Eq. 3.1) de energia cinética turbulenta diretamente proporcional ao produto da tensão de Reynolds e do cisalhamento do vento médio, e da taxa de dissipação da energia (termo III presente na Eq. 3.1). Vale salientar que além da produção térmica e mecânica da turbulência, o processo de transporte também é considerado. Entretanto, essa componente foi excluída, pois possuem ordem de grandeza desprezível se comparadas às demais (termos (I), (II) e (III)).

$$\frac{\partial \bar{k}}{\partial t} = \underbrace{-(\overline{u'w'})}_{(I)} \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + \underbrace{\left(\frac{g}{\bar{\theta}}\right)}_{(II)} (\overline{\theta'w'}) + \underbrace{\varepsilon_d}_{(III)} \quad (1)$$

O fluxo de calor sensível (H) representa a troca de calor entre o dossel urbano e a atmosfera e está vinculado aos processos de troca de energia com a superfície através da equação do balanço de energia: $R_n = LE + H + G$, sendo R_n é o saldo de radiação líquida, LE é o fluxo de calor latente, H é o fluxo de calor sensível e G é o fluxo de calor no solo.

Comparativamente a regiões rurais adjacentes, em geral, sobre uma região urbana existe uma fonte extra de energia associada com a atividade antropogênica, que aumenta a quantidade de energia disponível, intensificando o aquecimento da CLU e gerando um fenômeno urbano conhecido como Ilha de Calor Urbana (ICU). O qual é caracterizado pela diferença significativa de temperatura entre o centro urbano e áreas adjacentes. Além disso, sobre uma região urbana LE é menor do que sobre a região rural devido à impermeabilização do solo. Como existe mais energia disponível sobre a região urbana, então H é maior sobre a região urbana em relação às áreas rurais adjacentes. Na Figura 2.3 é apresentada uma idealização das componentes do balanço de energia para uma área rural (Fig. 2.3a) e urbana (Fig. 2.3b).

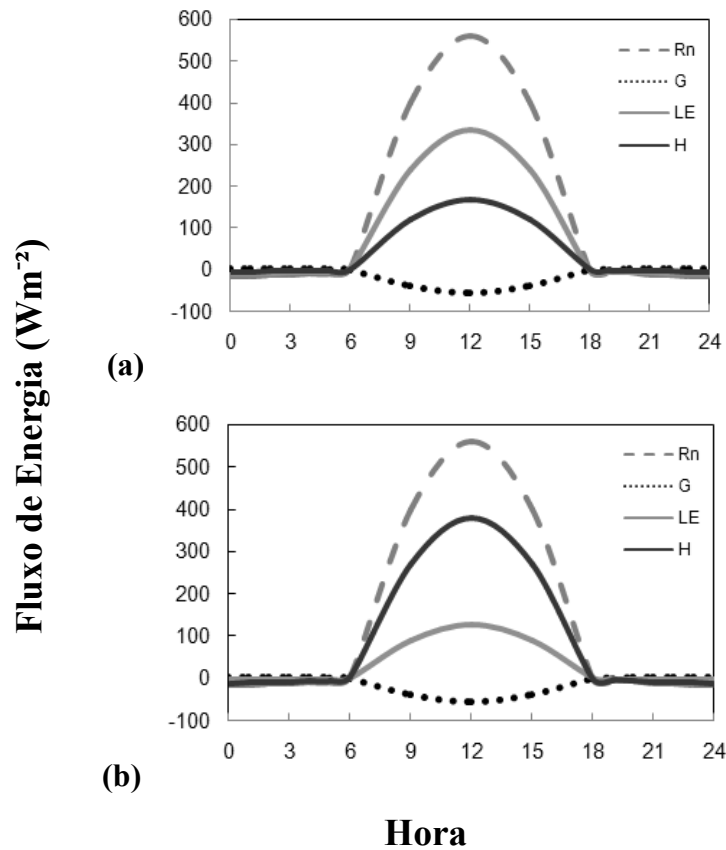


Figura - 2.3. Ciclo diurno idealizado das componentes do balanço de energia para as áreas: (a) rural; (b) urbana. R_n , G , LE e H representam respectivamente os fluxos de radiação líquida, calor no solo, calor latente e calor sensível.

A evolução espacial e temporal da CLU representa, em um conjunto com os demais parâmetros climáticos, um importante elemento que pode ser utilizado para o planejamento urbano, a fim de amenizar os efeitos adversos da ocupação urbana, tais como o efeito da ICU, modificações nos padrões de nebulosidade e precipitação, além de permitir o desenvolvimento e implementação de construções mais eficientes do ponto de vista energético. Deve ser ressaltado que além das aplicações diretas, as previsões numéricas do tempo e do clima em regiões urbanas dependem da representação realística dos processos físicos de interação entre o dossel urbana e a atmosfera (Oke, 1987).

2.2 Variáveis termodinâmicas

Visando a caracterização microclimática da RMRJ, variáveis termodinâmicas como temperatura potencial virtual (θ_v) e umidade específica (q) foram calculadas.

O conteúdo de umidade do ar pode ser expresso, direta ou indiretamente, a partir de diferentes variáveis. Destas, a mais freqüentemente usada em micrometeorologia é a umidade específica q , a qual não difere significativamente da razão de mistura r . Ambas estão diretamente relacionadas com a pressão parcial do vapor d'água e , uma medida de pressão parcial exercida pelas moléculas de vapor de água no ar. A pressão parcial do vapor de água é sempre menor que a pressão de saturação do vapor d'água e_s e é expressa por (Bolton, 1980):

$$e = e_s - \lambda(T_{dry} - T_w) \quad (2)$$

Na Eq.(2) temos que os termos λ_p , T_{dry} e T_w são respectivamente a constante psicométrica, a temperatura do ar seco e a temperatura do ar úmido; ambas as temperaturas dadas em K.

A pressão de saturação e_s e a constante psicométrica são definidas como (Rogers & Yau, 1989):

$$\lambda_p = \frac{c_p p}{\epsilon L_v} \quad (3)$$

$$e_s = A \exp\left(-B/T_{dry}\right) \quad (4)$$

onde temos que c_p é a capacidade térmica a pressão constante, cujo valor é igual a $1005,7 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$, p é a pressão atmosférica no nível do abrigo, $L_v=2,5 \times 10^6 \text{ JK}^{-1}$ é o calor latente de vaporização da água, ϵ é uma constante adimensional igual a 0,622; bem como A e B representam respectivamente constantes de pressão e temperatura, cujos valores são $2,53 \times 10^6 \text{ Pa}$ e $5,42 \times 10^3 \text{ K}$.

Neste trabalho não foram realizadas medidas de T_w . Entretanto, dados de umidade relativa (UR) do ar foram coletados. Logo a variável e foi estimada pela seguinte relação:

$$e = e_s UR \quad (5)$$

Existem várias formas de se analisar o conteúdo de vapor d'água na atmosfera. A escolha por um determinado método vai depender do uso (aplicação) ou da disponibilidade de dados. Neste trabalho utilizou-se a umidade específica q , que é definida como a razão entre a massa do vapor d'água e a massa do ar úmido contendo esse vapor. Essa grandeza está diretamente relacionada à pressão de vapor (e), que é a pressão parcial exercida pelo vapor d'água e corresponde a uma pequena fração da pressão total (p), e pode ser representada por (Bolton, 1980):

$$q = \epsilon \frac{e}{p + (\epsilon + 1)} \quad (6)$$

Assim como e é função da temperatura, $e = e(T_{dry})$, q é função da temperatura e da pressão apenas, e não dependem da quantidade de vapor do ar.

A temperatura virtual (T_v), ou temperatura específica, permite o uso da temperatura do ar seco para uma atmosfera cujo ar esteja misturado (ar seco + vapor d'água) incluindo assim o fator de correção da umidade no ar. Segundo Bolton (1980), a temperatura virtual é definida como:

$$T_v = T_{dry} \left(\frac{1 + q/\epsilon}{1 + q} \right) \quad (7)$$

Seja agora uma parcela de um gás ideal, a qual esteja submetida a um processo adiabático (isto é; um processo reversível no qual não há troca de calor com o ambiente externo), a primeira lei da termodinâmica pode ser escrita na seguinte forma (Bolton, 1980)

$$c_p d \ln(T_{dry}) - R_d d \ln(T_{dry}) = d \left(c_p \ln(T_{dry}) - R_d \ln(p) \right) = 0$$

Integrando a equação acima para um estado caracterizado por uma pressão p e temperatura T_s para outro estado no qual temos uma pressão p_s e temperatura θ , e depois tomando o antilogaritmo teremos:

$$\theta = T_d (p_s/p)^{R_d/c_p} \quad (8)$$

A variável θ é conhecida como temperatura potencial, onde R_d é a constante de gás do ar seco, igual a $287 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$ e c_p é o calor específico do ar a pressão constante, cujo valor é igual a $1004 \text{ Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$. Com $R_d/c_p \approx 0,286$. Esta variável torna-se muito útil quando existe a necessidade de se trabalhar com grandezas conservativas, para isso, usa-se um valor de referência para a pressão à superfície ($p_s = 1000 \text{ hPa}$) temos que

$$\theta = T_{dry} \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{R_d/c_p} \quad (9)$$

Uma vez conhecido o valor da umidade específica q , podemos obter a temperatura potencial virtual θ_v , a partir de forma análoga a Eq. (7):

$$\theta_v \cong (1 + 0,61q)\theta \quad (10)$$

2.3 A radiação solar

A transferência de energia devido às rápidas oscilações dos campos eletromagnéticos é chamada de transferência radiativa, ou simplesmente, radiação. Essas oscilações são representadas pelas ondas eletromagnéticas com comprimentos de onda λ , que viajam no espaço com a velocidade da luz ($c \approx 3 \times 10^8 \text{ ms}^{-1}$). Assim, o transporte de uma determinada quantidade de energia pelas ondas eletromagnéticas pode ser caracterizado a partir de um determinado conjunto de comprimentos de onda ou frequências, denominadas espectro eletromagnético (Fig. 2.4). A luz visível, raios gama, raios-x, radiação ultravioleta, radiação infravermelha, microondas, ondas de radio e televisão, são exemplos dos tipos de ondas que constituem o espectro eletromagnético

Região Espectral	Comprimento de onda (μm)	Frequência (GHz)
Raios Gama	10^{-5}	3×10^{10}
Raio - X	10^{-2}	3×10^7
Ultravioleta	3×10^{-1}	10^6
Visível		
Infravermelho	$1 - 10^3$	3×10^2
Microondas	10^4 (1cm)	3×10^1
Televisao & FM Rádio AM	$10^7 - 10^9$	$3 \times (10^{-2} - 10^{-4})$

Violeta 0,4 μm
 Azul
 Verde
 Amarelo
 Laranja
 Vermelho 0,7 μm

Domínio da Radiação Solar

Figura - 2.4. Faixas do espectro eletromagnético medidas em comprimento de onda (μm) e frequência (GHz).

O Sol emite radiação em todos os comprimentos de onda (λ). Porém, mais de 99% da energia é emitida no intervalo de 0,15 μm a 4,0 μm . O valor de λ igual 4,0 μm é utilizado como um limiar para distinguir a radiação em duas classes: radiação de ondas curtas e longas. O intervalo de onda curta compreendido entre $0,36 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0,76 \mu\text{m}$ e é conhecido como a região do visível (VIS). Outras duas componentes inerentes a radiação de onda curta, importantes à diversas atividades humanas são encontradas nos intervalos: a) $0,29 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 0,4 \mu\text{m}$ e b) $0,7 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 2,8 \mu\text{m}$. Ambos conhecidos respectivamente como ultravioleta (UV) e infravermelho próximo (INVP).

A componente UV da radiação solar é altamente energética e sofre processo de atenuação por absorção, realizado pelos gases constituintes da atmosfera, como por exemplo, o ozônio. Essa componente possui efeitos nocivos em alguns sistemas biológicos, e está diretamente relacionada com doenças como câncer de pele e catarata (Bais et al., 2007). Dentre as aplicações da INVP, destacam-se técnicas de sensoriamento remoto com objetivo em estimar a coluna atmosférica de vapor de água e outros gases constituintes (Larsen e Stamnes, 2005). Em geral o domínio da radiação solar no espectro eletromagnético compreende as faixas do UV, VIS e INVP (Fig. 2.4).

O domínio da radiação solar no espectro eletromagnético abrange três faixas distintas, com propriedades e efeitos físicos peculiares. Aproximadamente 8% de todo o espectro situa-se na região do UV, 39% na VIS e 53% na infravermelha (Assunção et al., 2007).

Apesar da divisão do espectro em intervalos, todas as formas de radiação interagem com a matéria. Qualquer energia radiante absorvida por um corpo, o resultado decorrente é um crescimento do movimento molecular e um correspondente crescimento da temperatura conforme a lei de Faraday, na escala de microondas.

A maioria das aplicações na atmosfera se concentra no intervalo de comprimento de onda $0,1 \mu m \leq \lambda \leq 100 \mu m$ ($1 \mu m = 10^{-6}m$), sendo que o intervalo de λ visível ao olho humano está compreendido entre $0,36 \mu m \leq \lambda \leq 0,75 \mu m$ (Liou, 2002).

O fluxo de energia radiante, ou irradiância é definido como a quantidade de energia radiante integrada sobre todos os comprimentos de onda, emitida ou incidente, por uma unidade de área da superfície, por unidade de tempo (Wm^{-2}).

Qualquer material com temperatura acima de zero graus absolutos emite radiação. Para um dado corpo a uma dada determinada temperatura, o mesmo emite radiação em todos os comprimentos de onda, esse corpo é denominado de radiador perfeito ou corpo negro.

Max Planck em 1890 equacionou o poder emissivo de um corpo negro em função de diferentes comprimentos de ondas, para diferentes temperaturas. A Lei de Planck expressa a energia radiante por unidade de comprimento de onda emitida por um corpo negro em função de sua temperatura, sendo expressa como (Iqbal, 1983; Liou, 2002):

$$I_{\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5(e^{hc/K\lambda T} - 1)} \quad (11)$$

onde h é a constante de Planck ($h = 6,23 \times 10^{-34}$ Js), K é a constante de Boltzmann ($K = 1,38 \times 10^{-23}$ JK⁻¹) e c é a velocidade da luz no vácuo ($c = 3 \times 10^8$ ms⁻¹). Conseqüentemente, a intensidade da energia radiante total emitida por um corpo negro (I) pode ser obtida a partir da integração da Eq. (10) sobre todo espectro de energia em função apenas da temperatura:

$$I = \sigma T^4 \quad (12)$$

onde σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$) e T é a temperatura absoluta do corpo em K. A Eq. (12) é conhecida como a Lei de Stefan-Boltzmann, a qual afirma que para um corpo qualquer, a irradiância emitida é proporcional a quarta potência da temperatura.

De acordo com a lei de Wien, o comprimento de onda associado à irradiância máxima é inversamente proporcional a temperatura absoluta T . Portanto, diferenciando a Eq. (11) em relação ao comprimento de onda e igualando a zero, obtêm-se I_λ máximo:

$$\lambda_{\max} = a/T \quad (13)$$

onde $a = 2,897 \times 10^{-3} \text{ mK}^{-1}$.

A radiação solar que atinge o topo da atmosfera terrestre se distribui ao longo da faixa do espectro de energia radiante equivalente e pode ser aproximada pela emissão de um corpo negro com $T \approx 6000 \text{ K}$ (temperatura aproximada da superfície solar) e $\lambda_{\max} = 0,48 \text{ }\mu\text{m}$. No caso da radiação emitida pela Terra tem-se $T \approx 287 \text{ K}$ (temperatura de equilíbrio radiativo da superfície terrestre) tem-se $\lambda_{\max} = 10 \text{ }\mu\text{m}$ (Muneer, 2004).

Em geral as superfícies naturais não são radiadores perfeitos, entretanto podem ser caracterizadas a partir das seguintes propriedades radiativas:

- Emissividade (ϵ_λ) – é a razão entre o fluxo de radiação emitido pela superfície e o emitido pelo corpo negro para o mesmo comprimento de onda e temperatura;
- Absorvidade (α_λ) – é a razão entre a quantidade de energia radiante absorvida pela superfície de um dado material e a quantidade de energia total incidente sobre a superfície.
- Refletividade (r_λ) – é a razão entre a irradiância refletida pela superfície e a irradiância total incidente sobre a superfície.
- Transmissividade (τ_λ) – é a razão entre a radiação transmitida ao meio (emergente) pela quantidade total de radiação incidente sobre a superfície.

Pelo principio da conservação da energia tem-se que (Oke, 1987):

$$\alpha_\lambda + r_\lambda + \tau_\lambda = 1 \quad (14)$$

De acordo com a lei de Kirchoff, que para um determinado comprimento de onda, a absorvidade de qualquer corpo é igual a sua emissividade ($\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda$). No caso particular do corpo negro, $\alpha_\lambda = \epsilon_\lambda = 1$ e $r_\lambda = \tau_\lambda = 0$, para qualquer comprimento de onda.

2.4 Balanço de radiação

A radiação solar ao penetrar na atmosfera sofre vários processos de atenuação e absorção que a modificam. Uma fração da radiação incidente é refletida pelas nuvens e espalhada pela atmosfera pelo processo de espalhamento. Apenas uma parte atinge diretamente a superfície da Terra, enquanto que o restante representa as contribuições difusas e térmicas da atmosfera (Oke, 1987; Liou, 2002).

O balanço de radiação em uma superfície (BRS) horizontalmente homogênea pode ser expresso como (Oke, 1987):

$$R_n = OC + OL \quad (15)$$

onde R_n é o fluxo de radiação líquida, OC é o balanço da radiação de onda curta e OL representa o balanço da radiação de onda longa, dados na unidade de Wm^{-2} . O saldo de radiação R_n indica se está ocorrendo aquecimento ou resfriamento da superfície terrestre.

A radiação solar de onda curta é a fonte primária de energia do sistema Terra-Atmosfera, com comprimentos de onda que variam de $0,1 \mu m \leq \lambda \leq 4 \mu m$ e que correspondem às bandas do espectro ultravioleta, do visível e do infravermelho próximo (Brutsaert, 1975).

Desde o início do século passado, a estrutura vertical da atmosfera terrestre tem sido descrita por inúmeros modelos. A estrutura vertical térmica da atmosfera para uma altitude de 100 km é dividida em um número de esferas concêntricas: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera (Iqbal, 1983), como exemplificada na Fig. (2.5).

A atmosfera terrestre é constituída por uma mistura de gases composta de 78 % de nitrogênio, 21 % de oxigênio, 1 % de argônio e 0,33 % de dióxido de carbono. Em adição a estes constituintes, observa-se a presença de vapor de água e material particulado (aerossóis), tais como poeira, fuligem, gotas de água e cristais de gelo, os quais são variáveis no tempo e no espaço (Iribarne e Godson, 1981). Determinados gases da atmosfera absorvem certas faixas de comprimentos de ondas da radiação solar: oxigênio ($0,12 \mu m < \lambda \leq 0,18 \mu m$); ozônio ($0,20 \mu m \leq \lambda \leq 0,76 \mu m$); dióxido de carbono ($1,50 \mu m \leq \lambda \leq 2,8 \mu m$). O vapor de água apesar de sua baixa proporção na atmosfera é considerado o principal absorvente seletivo da radiação solar, absorvendo a energia para os intervalos de $0,8 \mu m$ a $2,4 \mu m$, e $5,5 \mu m$ a $7,0 \mu m$.

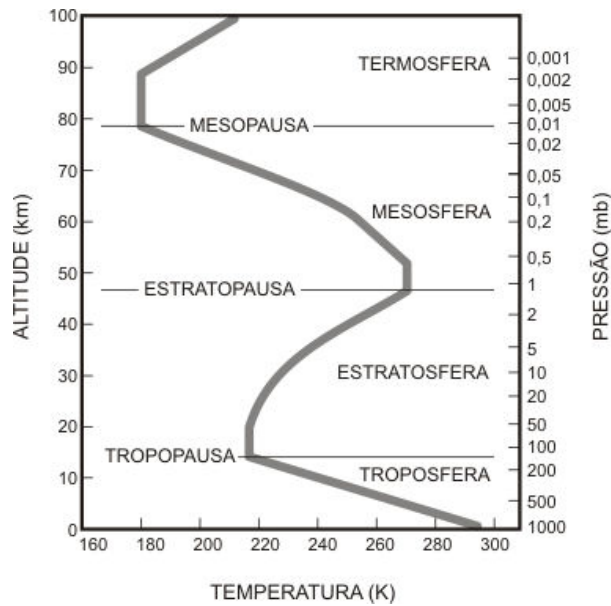


Figura - 2.5. Perfil médio idealizado em condições tropicais da atmosfera e suas subcamadas classificadas de acordo com o critério de temperatura e pressão. Fonte: adaptado de Liou, 2002.

Na absorção da radiação solar, as moléculas de gases adquirem a energia incidente, que é transformada em movimento molecular interno resultando em aquecimento da atmosfera. Esse processo é preponderantemente na presença dos gases absorvedores como o ozônio (O_3), dióxido de carbono (CO_2) entre outros. A radiação solar também é responsável pela ocorrência de diversas reações fotoquímicas na atmosfera terrestre. A Fig. (2.6) permite a comparação entre os espectros de radiação solar emitido por um corpo negro a 5900 K (linha pontilhada), o espectro de radiação que atinge o topo da atmosfera e superfície ao nível do mar. Pode se observar que os constituintes atmosféricos absorvem diferentemente os diversos comprimentos de onda da radiação solar e da radiação terrestre alterando o espectro, a medida que a radiação se propaga na atmosfera. As diferenças entre as curvas ao nível do mar e no topo da atmosfera representam a atenuação da radiação ao percorrer a atmosfera. A área sombreada representa a contribuição devida a absorção da radiação por moléculas do ar, principalmente por H_2O , CO_2 , O_3 , O_2 (Seinfeld e Pandis, 2006).

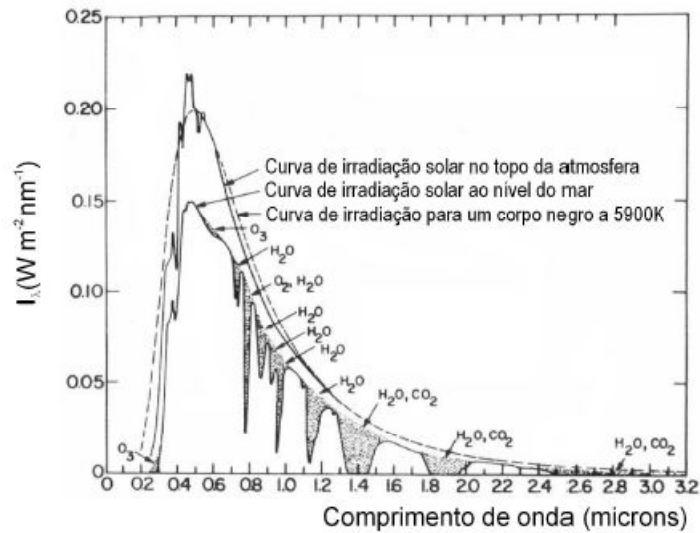


Figura - 2.6. Comparação entre os espectros da radiação eletromagnética emitidas por um corpo negro a 5.900K, no topo da atmosfera e ao nível do mar.
 Fonte: Fiorin et al., 2011.

Ao atravessar a atmosfera, a radiação de onda curta é modificada pelos processos de espalhamento (Mie e Rayleigh), absorção e reflexão decorrente dos diferentes constituintes da atmosfera. Assim, a radiação solar atmosférica ou global que alcança a superfície terrestre (OCA) é composta pelas componentes direta (OCA_{dir}) e difusa (OCA_{dif}) (Iqbal, 1983; Arya, 2001):

$$OCA = OCA_{dir} + OCA_{dif} \quad (16)$$

A distribuição da OCA_{dif} na atmosfera dar-se de forma anisotrópica, e depende das condições da concentração de aerossóis e da variabilidade da cobertura de nuvens. Sob a condição de céu aberto, a componente OCA_{dif} é proveniente principalmente do espalhamento tipo Rayleigh, que ocorre quando o diâmetro médio (d) das partículas difusoras é da ordem de $0,1\lambda$. Nessas circunstâncias a partícula oscilará com a mesma frequência da radiação incidente e comportando-se como um oscilador harmônico, “espalhará” a radiação incidente em todas as direções. Este tipo de difusão é denominado de seletiva porque de acordo com a lei de Rayleigh, a intensidade de difusão é inversamente proporcional a quarta potência de λ , isto é

$$OCA_{dif} \propto \left(1/\lambda^4\right) \quad (17)$$

A difusão ocasionada por tais partículas ($d < 0,1\lambda$) independentemente da sua natureza, é responsável pela cor azul do céu (difundindo mais intensamente os comprimentos de ondas da faixa azul do espectro visível). Os gases constituintes do ar atmosférico são os principais responsáveis por este processo.

Uma vez definido as componentes do balanço de onda curta da atmosfera (OCA), logo determina-se matematicamente o balanço de onda curta (OC) como a soma das contribuições radiativas emitidas pela atmosfera e refletida pela superfície (OCR):

$$OC = OCA + OCR \quad (18)$$

A superfície terrestre possui a capacidade de absorver a radiação solar incidente, entretanto a superfície não absorve perfeitamente essa energia, uma fração da mesma é refletida novamente para a atmosfera. Essa característica física é conhecida como coeficiente de refletividade ou albedo pancromático da superfície (r), e é definida como a razão entre OCR e OCA (Monteith e Unsworth, 2008):

$$r = \frac{OCR}{OCA} \quad (19)$$

Fisicamente, o albedo é inversamente proporcional a capacidade que uma superfície tem de absorver a energia proveniente do Sol. Deste modo, quando uma superfície possui um albedo elevado, uma grande parcela de OCA é refletida de volta para atmosfera. Reescrevendo a Eq. (19) para OCR e substituindo-o na Eq. (18), obtém-se:

$$OC = OCA(1 - r) \quad (20)$$

Valores do albedo para diferentes superfícies podem ser encontrados na literatura (Kondratyev, 1969; Iqbal, 1983; Liou, 2002; Wallace e Robbs, 2006; Monteith e Unsworth, 2008; etc.) e são de grande interesse na avaliação das condições do clima. Atualmente, medidas provenientes de satélites permitem observações do albedo da superfície terrestre sobre extensas regiões (Henderson-Sellers e Wilson, 1983; Liang, 2001). Com isso, é possível avaliar o impacto que as mudanças no albedo local, regional ou global, podem causar no balanço de energia na superfície.

Similarmente ao OC , o balanço da radiação de onda longa (OL) é o resultado do fluxo radiante de energia emitido pela superfície terrestre e pelos gases constituintes da atmosfera, e está contido no intervalo espectral de $4\ \mu\text{m}$ a $100\ \mu\text{m}$ (Brutsaert, 1975; Lansen et al., 2005).

A radiação de onda longa emitida pela superfície (OLS) e a radiação de onda longa proveniente da atmosfera (OLA) formam o balanço de radiação de onda longa (OL), o qual é definido matematicamente como (Oke, 1987):

$$OL = OLA + OLS \quad (21)$$

Com base na Lei de Stefan-Boltzmann discutida anteriormente, a superfície da Terra em uma primeira aproximação, pode ser tomada igual ao *corpo negro*. Assim sendo, a componente OLS pode ser estimada a partir da Eq. (11) modificada para a superfície (Oke, 1987):

$$OLS = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (22)$$

onde ε_s e T_s são, respectivamente, a emissividade e a temperatura da superfície dada em graus Kelvin.

De acordo com os conceitos físicos discutidos para cada componente do BRS (Eqs. 18-22), a Eq. (15) pode ser rescrita como:

$$R_n = OCA(1 - r) + OLA - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (23)$$

sendo R_n , OCA e OLA expressas na unidade de Wm^{-2} .

Em condições diurnas o primeiro termo à direita da Eq. (23) é o mais significativo e o balanço de onda curta é muito superior ao de onda longa. Em condições noturnas, R_n tem magnitude bem inferior se comparado as condições diurnas, pois a radiação solar é ausente. Neste caso, R_n provem exclusivamente do OL (Stull, 1988).

2.5 Relações astronômicas e os índices K_T , K_d e f

Em razão da dificuldade de obter medidas diretas das condições de nebulosidade da atmosfera, é comum utilizar metodologias que determine as configurações de cobertura de

nuvens (céu nublado, céu encoberto, céu parcialmente nublado e céu claro) em função do parâmetro índice de claridade (\mathbf{K}_T). O parâmetro \mathbf{K}_T é definido simplesmente como:

$$K_T = \frac{OCA}{R_{top}} \quad (24)$$

sendo R_{top} a radiação atmosférica no topo da atmosfera calculada analiticamente.

Nas últimas décadas diversos modelos empíricos e semi-empíricos vêm sendo utilizados para estimar o \mathbf{K}_T (Liu & Jordan, 1960; Nkemdirem, 1972; Koronakis, 1986; Notton et al., 2006; Jiang, 2009).

A maioria dos modelos propostos para estimar \mathbf{K}_T foi elaborada levando-se em consideração o comportamento isotrópico da OCA (distribuição igual em todas as direções) (Liu & Jordan, 1960; Revfeim, 1978; Jimenez & Castro, 1982). Os modelos paramétricos necessitam de informações mais detalhadas das condições atmosféricas locais, conforme a componente da radiação a ser estimada, ou então a utilização de percentuais fixos de ocorrência de cada componente da radiação global (Liu & Jordan, 1960; Turco & Rizzatti, 2006; El-Sebaei et al., 2010). Os modelos estatísticos são representados por equações matemáticas ajustadas por meio de regressão linear ou polinomial, em correlações com as frações radiométricas.

Analogamente a Eq. (24), definiu-se neste trabalho a fração difusa da radiação solar (\mathbf{K}_d) como:

$$\mathbf{K}_d = \frac{OCA_{dif}}{OCA} \quad (25)$$

Em condições de céu claro o índice $\mathbf{K}_d \rightarrow 0$ e para céu totalmente encoberto $\mathbf{K}_d \rightarrow 1$. Portanto, a comparação entre \mathbf{K}_d e \mathbf{K}_T também auxilia a determinação das condições de cobertura do céu. Diversos estudos estabelecem relações matemáticas para estimar \mathbf{K}_d (conseqüentemente OCA_{dif}) em função de \mathbf{K}_T , que são mais fáceis de serem obtidos (Colares-Pereira, 1979; Erbs et al., 1982; Oliveira et al., 2002b). Em geral, estas relações são expressas por polinômios de diferentes ordens (1ª a 4ª) dependentes da latitude, concentração de vapor de água, turbidez atmosférica e do ângulo zenital solar (Soler, 1990).

O índice de f ou fração de nebulosidade é estimado pela expressão:

$$f = 1 - n/N \quad (26)$$

A Eq. (26) expressa a fração do número de horas em que o sol fica encoberto por nuvens no dia, a razão n/N é a razão de insolação, n é o número de horas de brilho solar e N é o fotoperíodo (Iqbal, 1983). Os valores de n utilizados neste trabalho correspondem as normais climatológicas do INMET para o período entre os anos de 1973 a 1990.

O fotoperíodo solar (N) foi determinado com base na fórmula apresentada por Vianello e Alves (1991):

$$N = 2/15(\cos^{-1}(\tan \gamma \tan \delta)) \quad (27)$$

sendo γ e δ a latitude local e a declinação solar respectivamente, ambas dadas em graus.

Na Figura (2.7) estão representadas as evoluções anuais de N para o Hemisfério Sul para latitudes de 10°S, 22,85°S (localização do LabMiM) e 30°S. Nota-se que em altas latitudes ocorre maior (menor) distribuição de N durante o verão (inverno), com amplitudes máximas de 4 horas.

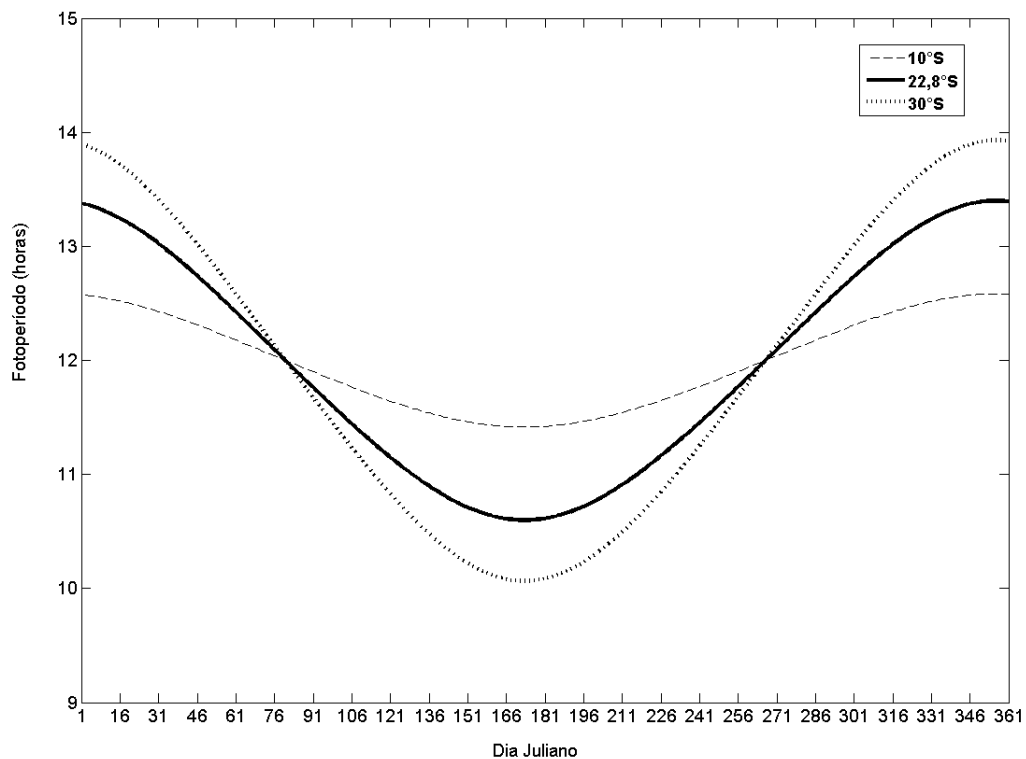


Figura - 2.7. Evolução anual do fotoperíodo solar para diferentes latitudes do Hemisfério Sul.

Conforme outrora dito, a estimativa de K_T depende da determinação de R_{top} . Logo, a R_{top} foi calculada analiticamente em função da latitude local, declinação solar e do ângulo horário solar, segundo a formulação dada por Vianello e Alves (1991):

$$R_{Top} = S_0 \left(\frac{\bar{D}}{D} \right) \cos \theta_z \quad (28)$$

em que S_0 é a constante solar, definida como a irradiância solar sobre uma superfície normal aos raios solares, à distância média Terra-Sol, ($S_0 = 1370 \text{ W m}^{-2}$), D é a distância Terra – Sol para um determinado dia do ano e \bar{D} é a distância média Terra–Sol e θ_z é o ângulo zenital.

A razão entre D e \bar{D} na equação acima representa o fator de correção da excentricidade da órbita da Terra, a qual é expressa por:

$$\left(\frac{\bar{D}}{D} \right)^2 = 1 + 0,33 \cos \varphi \quad (29)$$

sendo φ a posição na órbita celeste, expresso em radianos, dada por:

$$\varphi = 2\pi \frac{(n_d - 1)}{365} \quad (30)$$

em que n_d é o número do dia do ano, e o ângulo zenital θ_z é definido como:

$$\theta_z = \cos^{-1}(\text{sen} \gamma \text{sen} \delta + \text{cos} \gamma \text{cos} \delta \text{cos} h_s) \quad (31)$$

onde h_s é o ângulo horário solar.

A declinação solar é obtida, segundo Cooper (1969, *apud* Vianello e Alves, 1991), como:

$$\delta = 23,45 \sin \left[\frac{360}{365} (284 + n_d) \right] \quad (32)$$

enquanto h_s é dado por (Iqbal, 1983):

$$h_s = (\text{hora} - 12)15 \quad (33)$$

A Figura (2.8) apresenta a evolução anual dos valores diários δ (Fig. 2.8a) e R_{top} (Fig. 2.8b) para diferentes faixas latitudinais do Hemisfério Sul.

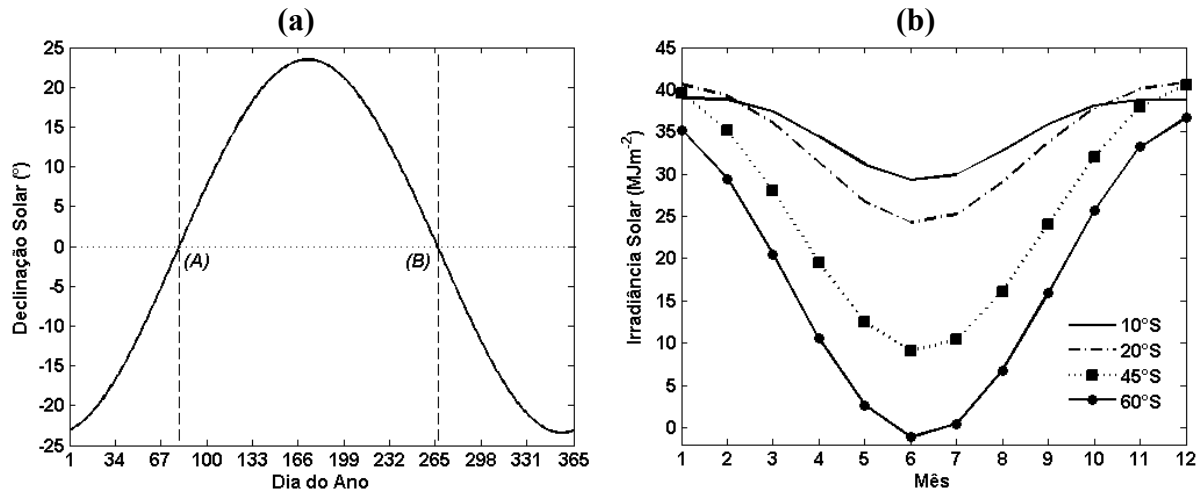


Figura - 2.8. Evolução anual: (a) da declinação solar e (b) da R_{top} para diferentes faixas latitudinais no HS. Os pontos *A* e *B* (a) representam respectivamente para o HS (HN) os equinócios de outono (primavera) e primavera (outono).

2.6 Modelagem e estimativa de *OCA*

A componente *OCA*, como outrora dito, é a principal fonte de energia utilizada nos processos físicos naturais que ocorrem na interface superfície-atmosfera. Entretanto, a medição desta e das demais componentes do BRS possui elevado custo associado a aquisição e manutenção (Daniele et al., 2006). Em virtude disso, parametrizações e equações empíricas, são cada vez sendo mais utilizadas na estimativa da *OCA* (em primeira aproximação). Dentre os diversos modelos encontrados na literatura, empregou-se aqui um modelo simples discutido por Monteith e Unsworth (2008) dado de acordo com o seguinte conjunto de equações para condições de céu claro:

$$OCA_{dir}^* = S_o \exp[-m(\tau_m + \tau_a)] \cos \theta_z \quad (34)$$

$$OCA_{dif}^* = 0,3S_o \{1 - \exp[-m(\tau_m + \tau_a)]\} \cos \theta_z \quad (35)$$

$$m = \left(\frac{p}{p_s}\right) \sec \theta_z \quad (36)$$

$$OCA^* = OCA_{dir}^* + OCA_{dif}^* \quad (37)$$

sendo, m a massa ótica relativa do ar, τ_m e τ_a os coeficientes de atenuação molecular devido aos gases constituintes da atmosfera e aerossóis, p e p_s as respectivas pressões ao nível de medida e de referência. Nessa dissertação o termo τ_m foi assumido igual 0,3 (Monteith e

Unsworth, 2008), e τ_a foi estimado em função dos valores medidos de OCA e p , de acordo com a seguinte expressão:

$$\tau_a = 1/m \left[\ln \left(S_0 / OCA \right) \right] - 0,3 \quad (38)$$

Uma vez estabelecida a fundamentação teórica utilizada neste trabalho, no próximo capítulo será discutido a implementação da Plataforma Radiométrica nas dependências do LabMiM, bem como o seu sistema de aquisição dos dados.

3. A PLATAFORMA RADIOMÉTRICA

Neste capítulo será descrito o sistema de aquisição e gravação das medidas radiométricas e meteorológicas coletadas em superfície por uma plataforma radiométrica localizada na RMRJ. A plataforma radiométrica foi instalada sobre o edifício do bloco H, acima da sala de 40 m² do LabMiM. Sua estrutura física é constituída de um gradil (parapeito) de 10 m de comprimento e 1,50 m de altura, onde foram fixados os instrumentos, e uma escada de acesso de 4,5 m de altura (Fig. 3.1). O sistema instrumental é descrito na Tabela 3.1 e Fig. 3.1) segue àquele recomendado por Oliveira et al. (2002a).

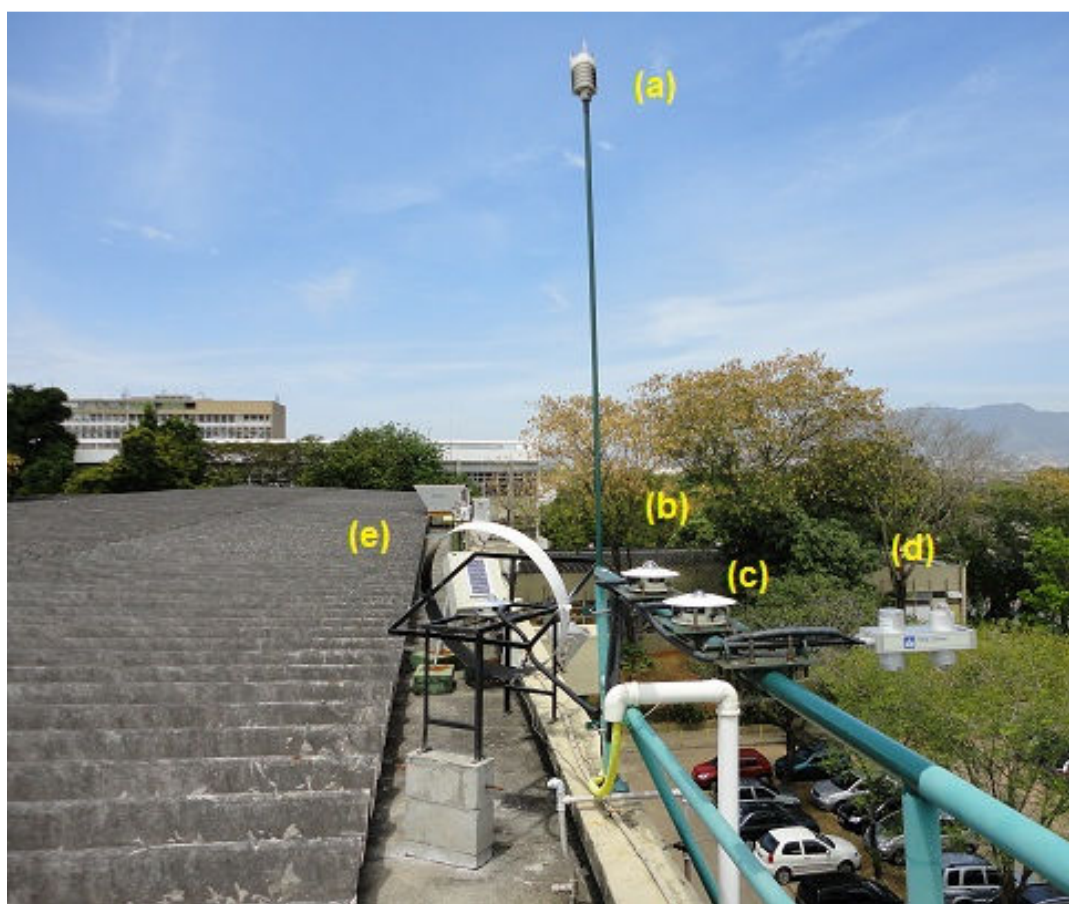


Figura - 3.1. Instrumentação da Plataforma Radiométrica do LabMiM: (a) mini-estação meteorológica modelo WXT520 da Vaisala; (b) Piranômetro modelo PSP da Eppley; (c) Pirgeômetro modelo PIR da Eppley; (d) sado radiômetro modelo CNR1 da Kipp & Zonenn; e (e) mesa móvel do anel de sombreamento equipado com um piranômetro modelo PSP para medição da componente difusa da radiação solar.

As medidas são coletadas com frequência de amostragem de 0,02 Hz e armazenadas em tempo real por sistema automático de aquisição de dados. Este sistema é composto de um *datalogger*, dispositivo eletrônico para registro digital das medidas coletadas, da marca

Campbell, modelo CR1000, acoplado a um microcomputador ligado a um *nobreak* com autonomia de 8 h, todos alocados dentro do LabMiM.

Tabela 3.1 – Conjunto instrumental da plataforma radiométrica (LabMiM-IGEO-UFRJ).

Instrumentos	Marca	Modelo	Variáveis medidas	Data inicial de operação
01 saldo radiômetro	Kipp & Zonen	CNR1	<i>OCA, OCR, OLA, OLS</i>	10/11/2010
01 piranômetro	Eppley	PSP1	<i>OCA</i>	12/04/2011
01 pirgeômetro	Eppley	PIR	<i>OLA</i>	12/04/2011
01 piranômetro	Eppley	PSP2	<i>OCA (Difusa)</i>	01/10/2011
01 mini-estação	Vaisala	WXT520	<i>U, Dir, T, p, UR, Prec.</i>	20/05/2011
01 datalogger	Campbell	CR1000	-	10/11/2010

Nas subseções seguintes será realizada uma breve descrição de cada instrumento instalado na plataforma radiométrica, com seus respectivos sensores e constantes de calibração. Também será mostrado, exemplo das medidas coletada.

3.1 Saldo radiômetro CNR1

O saldo radiômetro CNR1 consiste de 02 piranômetros, modelo CM3, para medidas *OCA* e *OCR*, 02 pirgeômetros, modelo CG3, para medidas de *OLA* e *OLS*, e de 01 sensor de temperatura, modelo PT-100, para correção das medidas de onda longa (Kipp & Zonen, 2002).

Do ponto de vista do espectro eletromagnético, os piranômetros e pirgeômetros são complementares, e cobrem o intervalo espectral entre $0,1\mu m \leq \lambda \leq 3,0\mu m$ e $5\mu m \leq \lambda \leq 50\mu m$, respectivamente (Kipp & Zonen, 2002).

3.1.1 Piranômetro CM3

Para medições de *OCA* são necessários três pressupostos básicos: a superfície pode ser considerada como um corpo negro, ou seja, absorve radiação em todos os comprimentos de onda; no campo de visão hemisférico (2π estororadianos), de forma isotrópica.

O piranômetro consiste de uma termopilha alojada dentro de uma cúpula de vidro e conectada a um cabo. A termopilha é recoberta por um revestimento preto, que absorve a radiação de onda curta convertendo-a em calor. O fluxo de calor resultante provoca uma diferença de temperatura através da termopilha, que por sua vez gera uma tensão de saída. A termopilha é encapsulada dentro da cúpula de vidro de modo que seu campo de visão seja igual ao de um ângulo sólido de 2π estororadianos, com função resposta cosseno. As especificações espectrais do piranômetro CM3 são determinadas pelas características do revestimento de absorção e da cúpula de vidro, que funciona como janela óptica para o INVP.

A resposta da função cosseno mostra a sensibilidade máxima em um ângulo de incidência de 0° em relação à normal da superfície do sensor e sensibilidade nula a um ângulo de incidência de 90° (radiação incidente paralela a superfície do sensor).

O cabo pode ter até 100 m de comprimento, desde que sua resistência ($0,1 \Omega/\text{m}$) total não difira além da tolerância de 0,1 % da impedância de entrada do equipamento de leitura.

As especificações gerais do piranômetro CM3 são apresentados na Tabela 3.2 (Kipp & Zonen, 2002)

Tabela 3.2 – Especificações gerais do piranômetro CM3 da Kipp & Zonen, 2002)

Temperatura de operação	-40 °C a +80 °C
Intervalo espectral	$0,305 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 2,800 \mu\text{m}$
Não estabilidade	$\pm 1\%$ de alteração por ano
Não-linearidade	$\pm 2,5\%$ (0000-1000 W/m ²);
Impedância	125 Ω

O piranômetro CM3 gera um sinal da ordem de milivolts (mV) que é proporcional a radiação solar incidente. O fator de conversão entre a voltagem (V) e o fluxo de energia (E) é então chamado de constante de calibração C (ou sensibilidade). E definido matematicamente como:

$$C = V/E \quad (39)$$

O valor da constante de calibração utilizado no sensor é de $10,46 \mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.

3.1.2 Pirgeômetro CG3

O pirgeômetro também consiste de um sensor termopilha alojado sob uma janela de silício (tampa) opaca a radiação de *OCA*. O mecanismo de medição da radiação de *OLA* pela termopilha é similar ao do piranômetro, porém, a janela de silício serve tanto como proteção ambiental quanto como filtro, permitindo a passagem da radiação infravermelha e obstruindo a radiação de *OCA*.

A termopilha é encapsulada sob tampa de silício, de modo que seu campo de visão seja de 150° e obedeça a função resposta do cosseno. O campo de visão deveria ser hemisférico (180°), mas na prática esta diferença de 30° não produz um erro significativo, uma vez que é compensado durante a calibração do instrumento (Brock e Richardson, 2001).

O pirgeômetro apresenta duas fontes possíveis de erro. A primeira é a emissão de calor sobre a termopilha devido ao aquecimento da janela de silício pela radiação incidente. A segunda é a influência da deposição de água sobre esta tampa. O aquecimento da janela de silício em um dia de céu claro, sem vento e com irradiância solar da ordem de $1000 \text{ W}/\text{m}^2$, pode gerar um erro de até $25 \text{ W}/\text{m}^2$. Já a deposição de água sob a janela de silício (precipitação ou orvalho) gera erros significativos nas medidas de radiação de onda longa, e podem ser parcialmente evitadas por meio de um mecanismo de aquecimento do instrumento que mantém sua temperatura acima da temperatura do ponto de orvalho.

A tensão de saída do pirgeômetro é uma pequena voltagem, na faixa de mV, proporcional à diferença de temperatura entre a junção exposta a radiação de onda longa incidente e a junção com a parte interna metálica do instrumento. Isto implica que a quantidade absoluta de *OLA* precisa ser corrigida pela temperatura do pirgeômetro. No caso do CNR1, a temperatura do pirgeômetro (CG3) é medida por um termistor (modelo Pt-100) incorporado ao instrumento. As especificações espectrais do pirgeômetro CG3 são determinadas pelas características do revestimento de absorção e pela janela de silício (Tabela 3.3).

Tabela 3.3 – Especificações gerais do pirgeômetro CG3 da Kipp & Zonen

Temperatura de operação	-40 °C a +80 °C
Intervalo espectral	$4,5\mu\text{m} \leq \lambda \leq 42 \mu\text{m}$
Não estabilidade	$\pm 1\%$ de alteração por ano
Não-linearidade	$\pm 2,5\%$ (0000-1000 W/m ²);
Impedância	125 Ω

O pirgeômetro CG3 realiza medidas de OL (infravermelha). O cálculo da irradiância I é obtido pela seguinte equação:

$$I = (V/C) + 5,67 \times 10^{-8} T_{CG3}^4 \quad (40)$$

onde T_{CG3} é a temperatura do instrumento. A temperatura T_{CG3} é medida pelo sensor Pt-100 e dado pela equação:

$$T_{CG3} = \frac{-\alpha \pm \sqrt{\alpha^2 - 4\beta \left(\frac{-R}{100} + 1\right)}}{2\beta} \quad (41)$$

onde R é a resistência do sensor, e α e β constantes iguais a $3,9080 \times 10^{-3}$ e $-5,8019 \times 10^{-7}$, respectivamente.

O pirgeômetro requer uma equação de correção devido ao aquecimento da janela de silício. De acordo com Brock e Richardson (2001) esta correção envolve uma calibração com dois termos, ou seja:

$$E = aV_1 + bV_2 \quad (42)$$

onde a e b são constantes. V_1 é a voltagem do sensor de saída, e V_2 é a voltagem proporcional ao sensor de temperatura.

O valor da constante de calibração utilizado no sensor é de $10,46 \mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.

3.2 Piranômetro PSP

O piranômetro modelo PSP da marca Eppley foi projetado para a medição de *OCA* e é composto por uma termopilha de multi-junção circular com capacidade de suportar vibrações mecânicas e colisões graves. Seu receptor é revestido com uma “tinta” preta (absorção seletiva) e possui dois hemisférios inclusos, dos quais são feitos de vidro claro que é uniformemente transparente ao intervalo espectral de 0,29 μm a 2,8 μm . O princípio de funcionamento é similar ao CM3. As especificações deste sensor são encontradas na Tabela 3.4

Tabela 3.4 – Especificações gerais do piranômetro PSP da Eppley

Temperatura de operação	-40 °C a +80 °C
Intervalo espectral	0,29 $\mu\text{m} \leq \lambda \leq 2,8 \mu\text{m}$
Cosseno	$\pm 1\%$ intervalo de 0° a 70° $\pm 3\%$ intervalo de 70° a 80°
Linearidade	$\pm 0,5\%$ (0-2800 W/m ²);
Impedância	650 Ω

O valor da constante de calibração utilizado no sensor é de 8,22 $\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.

3.3 Pirgeômetro PIR

O pirgeômetro modelo PIR da marca Eppley foi projetado para a medição de *OLA*. É composto por uma termopilha de multi-junção circular que tem a capacidade de suportar a vibrações mecânicas e colisões graves. Ao contrário do piranômetro, um sensor de correção de temperatura é utilizado para corrigir a medição da radiação de onda longa. Com um domo de silicone específico, o instrumento mede a energia correspondente ao intervalo espectral de 3,5 μm a 50 μm . O princípio de funcionamento do PRI é similar ao CG3.

A voltagem de saída da termopilha é dividida pela constante de sensibilidade do instrumento para determinar o (B_{OL}). A radiação emitida pelo corpo/caixa do pirgeômetro (*OLA*) é calculada usando a lei de Stefan-Boltzmann. Logo para a radiação medida é dada pela seguinte expressão:

$$OLA = V/S + \sigma T_{PIR}^4 \quad (43)$$

onde σ é a constante de Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) e T_{PIR} é a temperatura do pirgeômetro que é calculada a partir da relação:

$$T_{PIR} = 1/\{C_1 + C_2 \ln(R) + (C_3 \ln(R))^3\} \quad (44)$$

sendo R a resistência associada ao instrumento, e os valores das constantes C_1 , C_2 e C_3 são respectivamente $1,0295 \times 10^{-3}$, $2,391 \times 10^{-4}$ e $1,568 \times 10^{-6}$.

De acordo com Eppley (2008), alguns estudos demonstram que o aquecimento do domo afeta as medidas de OLA . Por exemplo, se o domo aquecer mais rapidamente que o corpo do pirgeômetro, ele pode estar radiando calor sobre a termopilha. Para minimizar este efeito novas formulações têm sido empregadas, sendo que a proposta por Albrecht e Cox (1977) é a mais utilizada:

$$OLA = V/S + \sigma T_c^4 - k\sigma(T_{DOMO}^4 - T_{PIR}^4) \quad (45)$$

onde k é uma constante cujo valor assumido é 3,5 ou 4, T_{DOMO} é a temperatura do domo e T_{PIR} é a temperatura do pirgeômetro. Na Tabela 3.5 encontram-se as especificações do pirgeômetro PIR da Eppley.

Tabela 3.5 – Especificações gerais do pirgeômetro PIR da Eppley

Temperatura de operação	-40 °C a +80 °C
Intervalo espectral	$3,5\mu \text{ m} \leq \lambda \leq 50 \mu \text{ m}$
Cosseno	$\pm 5\%$ acima de 80°
Linearidade	$\pm 1\%$ (0-700 W/m ²);
Impedância	700 Ω

O valor da constante de calibração utilizado pelo sensor é de $4,18 \mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$.

3.4 Mesa móvel do anel de sombreamento

A medição de OCA_{dif} pode ser realizada a partir do bloqueio de OCA . É comum utilizar um dispositivo de mesa móvel (DMM) com anel de sombreamento acoplado, para assim excluir a componente OCA_{dir} . O anel gera uma sombra sobre o detector do piranômetro, o qual irá coletar somente dados referentes à OCA_{dif} . Neste dispositivo o anel é fixo e a variação anual da posição da sombra é seguida pelo radiômetro acoplado sobre um suporte plano na horizontal (Fig. 3.2). O DMM é horizontalmente orientado na direção norte-sul (Fig. 3.2). O ângulo do anel em relação a normal à superfície do detector é igual a latitude local e o detector é ajustado manualmente. Estas características únicas tornam o DMM de fácil operação em relação a demais dispositivos similares.

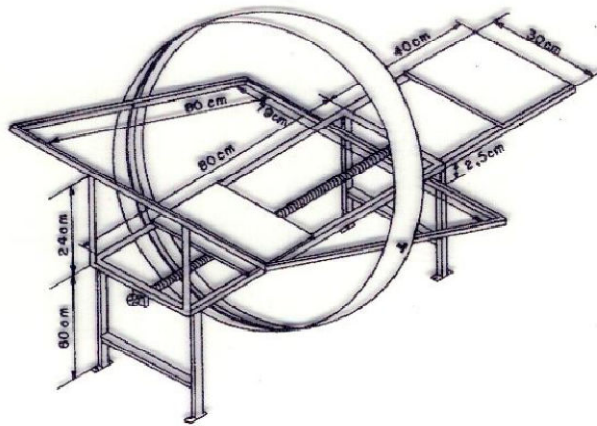


Figura - 3.2. Representação esquemática do anel de sombreamento na mesa móvel.

Fonte: Melo (1993).

Os efeitos da anisotropia afetam certamente as medidas da OCA_{dif} no dispositivo do anel de sombreamento. Se o detector é mantido sob a sombra do DMM, então temos uma fonte de erro sendo induzida pela fração anisotrópica da OCA_{dif} . Ressalta-se que este problema não está contido nesta dissertação, o mesmo será discutido em trabalhos futuros. A anisotropia não é o efeito de subestimação das medidas de OCA_{dif} . Outros efeitos como a distribuição hemisférica de OCA_{dif} e as características geométricas do DMM produzem uma subestimação sistemática de OCA_{dif} (Oliveira et al., 2002a).

Em virtude disso, Oliveira et al. (2002a) aplicaram o seguinte fator de correção (FC) às medidas de OCA_{dif} :

$$FC = \left(1 - \frac{X}{T}\right) \quad (46)$$

$$\frac{X}{T} = \left[\frac{2b}{\pi R} \right] \cos \delta \left[\frac{\cos(\varphi + \delta)}{\cos \varphi} \right]^2 \times \int_0^w \cos(\theta_z) dw \quad (47)$$

onde b é a largura do anel (cm), R é o raio do anel (cm), δ é a declinação solar (graus), φ é a latitude local (graus), θ_z é o ângulo zenital (graus) e w é o ângulo horário do pôr do Sol (graus). Os valores de b e R do dispositivo utilizado nesse estudo são respectivamente 10 cm e 34 cm. Em virtude da baixa amostragem de medidas diretas de OCA_{dif} , utilizou-se o valor de FC igual a 1,23, como recomendado por Oliveira et al. (2002c).

3.5 Mini-estação meteorológica WXT 520

A mini-estação meteorológica WXT520, da marca Vaisala, é composta de sensores capazes de medir velocidade e direção do vento, pressão, temperatura, umidade relativa e precipitação, com elevada frequência de amostragem (Vaisala, 2008).

As medidas de velocidade do vento são obtidas por transdutores ultra-sônicos, igualmente espaçados sobre um plano horizontal e determinados pela seguinte equação:

$$V_m = 0,5L(1/t_f - 1/t_r) \quad (48)$$

onde L é a distância entre dois transdutores, t_f e t_r são, respectivamente, os tempos de trânsito nas direções avançada e reversa. A resolução temporal máxima é de 4Hz.

A direção do vento é expressa em graus de acordo com a convenção meteorológica.

A pressão atmosférica, temperatura do ar e umidade relativa são computadas pelo módulo PTU, baseado em um circuito oscilador resistência/capacitor.

As medidas de precipitação são obtidas por um sensor de detecção de impacto de gotas de chuva. Neste caso, o impacto da gota gera um pulso elétrico captado pelo sensor elétrico e convertido em uma diferença de potencial elétrico que é proporcional ao volume da gota de chuva, sendo a cada intervalo de 10 segundos um valor médio de precipitação pode ser computado.

As especificações gerais das medidas obtidas com a mini-estação são encontradas na Tabela 3.6.

Tabela 3.6 – Especificações da mini-estação meteorológica modelo WXT 520 da Vaisala.

Variável	Alcance	Acurácia	Resolução
Pressão Atmosférica	600 hPa a 1100 hPa	$\pm 0,5$ hPa (0 a 30 °C) $\pm 1,0$ hPa (-52 a 60 °C)	10 hPa
Temperatura	-52 °C a 60 °C	$\pm 0,3$ °C para cada 20 °C	0,1 °C
Umidade Relativa	0 % a 100 %	$\pm 3\%$ (0 % a 90 %) $\pm 5\%$ (90% a 100%)	0,1 %
Velocidade do Vento	0 m/s a 60 m/s	$\pm 3\%$ (0 m/s a 35 m/s) $\pm 5\%$ (36 m/s a 60 m/s)	0,1 m/s
Precipitação	0 mm/h a 200 mm/h	menor que 5%	0,01 mm

3.6 Datalogger CR1000

O sistema automático de aquisição de medidas da plataforma radiométrica é constituído de um *datalogger* acoplado a um microcomputador. O *datalogger* é um dispositivo eletrônico que registra os dados ao longo do tempo e pode medir qualquer variável de interesse a partir uma resposta elétrica do sensor (Campbell, 2008). As medidas são armazenadas em sua memória e podem ser transferidas em tempo real para um microcomputador por meio de dispositivos de armazenamento externo ou de telecomunicações. Neste projeto o modelo de *datalogger* utilizado é o CR1000 (Fig. 3.3). A memória, os canais de entrada e saídas (analógicas e digitais) são controlados por um sistema operacional específico, em conjunto com o programa de interface ao usuário PC200W (Campbell, 2008).

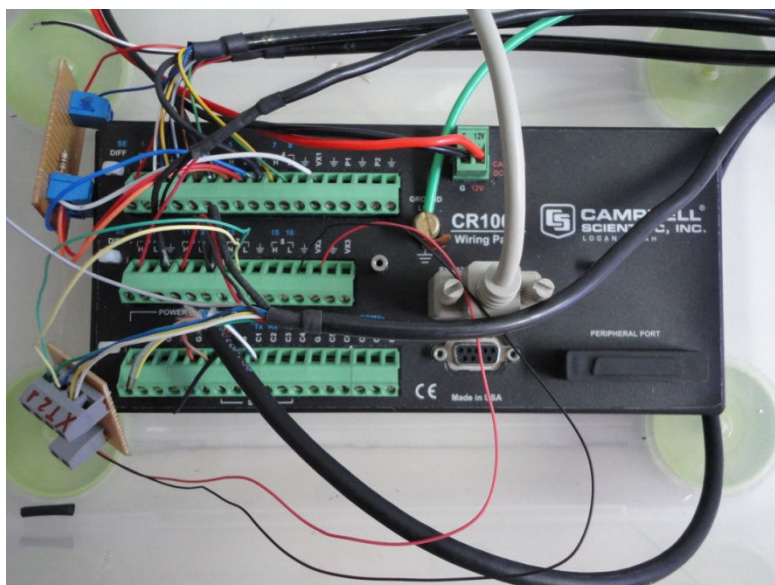


Figura - 3.3. *Datalogger* modelo CR1000 utilizado na plataforma radiométrica do LabMiM.

O *datalogger* CR1000 é apenas uma parte de um sistema de aquisição automática de dados. Para obter boas medidas são necessários sensores adequados e um método de recuperação de dados confiável. Uma falha em qualquer parte do sistema pode levar à obtenção de dados inconsistentes ou mesmo à perda de informações (Piovesan, 2008).

Uma vez que foi realizada uma descrição detalhada do sítio experimental e do sistema de aquisição de dados, na próxima seção serão discutidas as análises dos resultados encontrados.

4. METODOLOGIA E ANÁLISE DE DADOS

Os dados utilizados neste trabalho foram coletados na plataforma radiométrica e pelo conjunto de estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), localizadas na RMRJ (Fig. 4.1). As medidas coletadas pelas estações automáticas e convencionais do INMET serão utilizadas para caracterizar as condições microclimáticas da RMRJ, inclusive a radiação solar incidente, no período compreendido entre os meses de janeiro de 2008 a dezembro de 2011. A Tabela 4.1 apresenta as estações do INMET empregadas nesse trabalho.

As componentes do BRS serão determinadas a partir das medidas coletadas na plataforma radiométrica, entre os meses de novembro de 2010 a fevereiro de 2012, com uma frequência de amostragem de 0,02 Hz.

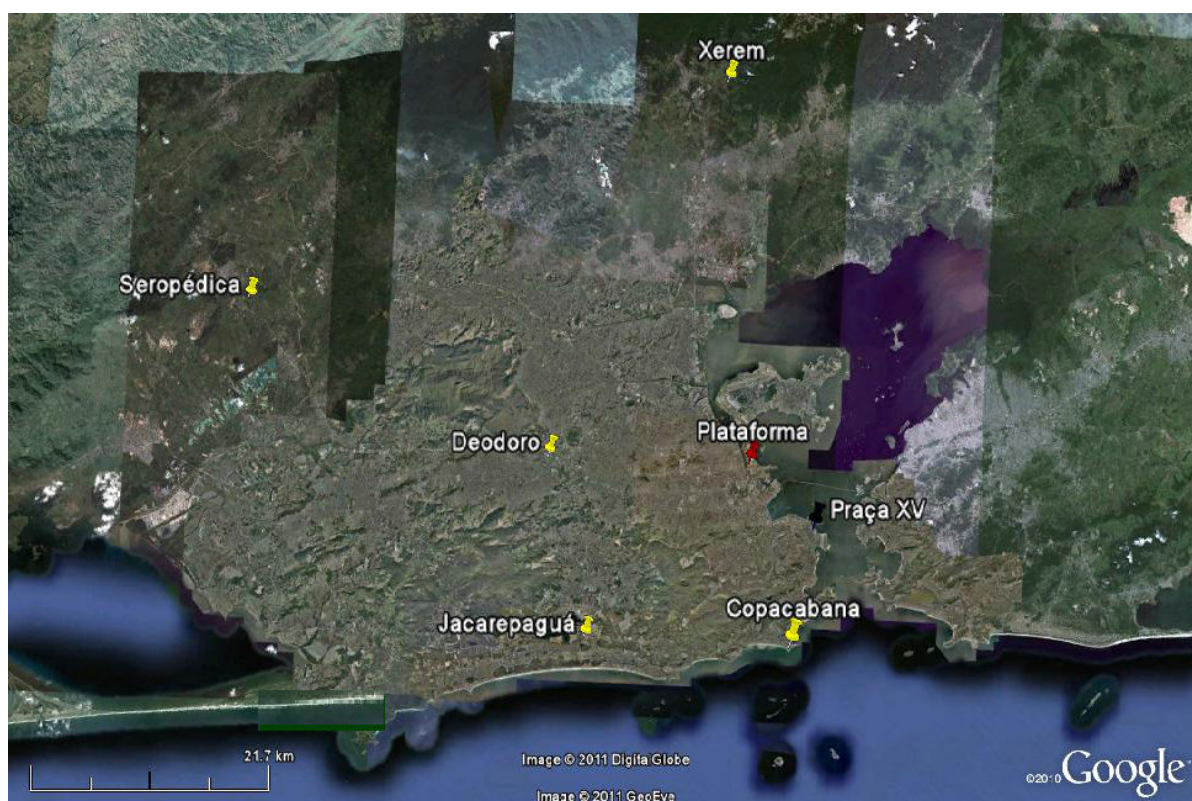


Figura - 4.1. Localização geográfica das estações meteorológicas instaladas na RMRJ. Os marcadores em amarelo e preto representam, respectivamente, as estações automática e convencional do INMET. O marcador em vermelho representa a Plataforma Radiométrica (LabMiM-IGEO-UFRJ).

Fonte: Google Earth (2011).

Tabela 4.1 – Coordenadas geográficas das estações do INMET.

Estação	Latitude	Longitude	Variáveis (*)
1-Copacabana	-22,98°	-43,19°	T_a, p, OCA
2-Deodoro	-22,86°	-43,41°	T_a, p, OCA
3-Jacarepaguá	-22,99°	-43,37°	T_a, p, OCA
4-Seropédica	-22,75°	-43,68°	T_a, p, OCA
5-Xerém	-22,58°	-43,27°	T_a, p, OCA

(*) – os símbolos representam as seguintes variáveis: T_a – temperatura do ar (°C); p – pressão atmosférica (hPa); e OCA ($\text{KJm}^{-2}\text{h}^{-1}$) – radiação solar incidente em superfície.

Em qualquer sistema de aquisição de dados meteorológicos é comum a ocorrência de problemas no registro destas informações. No caso dos radiômetros, geralmente, os erros nas medidas são ocasionados por acúmulo de poeira no domo dos instrumentos radiométricos e/ou de água líquida proveniente da precipitação/condensação de vapor de água.

A rotina de manutenção da plataforma radiométrica inclui: verificação diária da consistência física das medidas coletadas via software de interface gráfica do *datalogger*; verificação, quase diária, da posição do piranômetro sob o anel de sombreamento; limpeza de todos instrumentos radiométricos, 2 vezes por semana; verificação semanal da carga elétrica da bateria estacionária.

Para construção de um banco de dados padronizado foram desenvolvidos programas numéricos nas linguagens Fortran e C, que utilizam o arquivo fonte gerado pelo *datalogger*. Vírgulas e caracteres especiais foram removidos e os dados faltantes marcados com -999.99 e as medidas separadas em colunas. Posteriormente, são inseridos no arquivo as coordenadas geográficas do ponto de coleta e o eixo de tempo contínuo. Estes programas são executados automaticamente, 1 vez ao dia, via tarefa agendada.

Esta dissertação de mestrado consistiu de três etapas distintas: instalação dos instrumentos na plataforma radiométrica do LabMiM; configuração do sistema automático de aquisição de dados meteorológicos e radiométricos; análise estatística e controle de qualidade das medidas disponíveis para a RMRJ. Adicionalmente, foram determinadas as condições microclimáticas e verificada algumas parametrizações para representar adequadamente o comportamento da OCA e OLA observada na RMRJ.

Na etapa de instalação dos instrumentos foram definidos e fabricados os suportes para fixação dos instrumentos na plataforma. Durante visita técnica ao LabMicro-IAG-USP, os conectores para os cabos elétricos dos piranômetros e pirgeômetros foram confeccionados. Em seguida códigos numéricos em linguagem de programação específica do datalogger foram desenvolvidos e o sistema de aquisição de dados foi configurado.

O conjunto instrumental utilizado nesse estudo foi implementado seguindo as recomendações de Oliveira et al. (1996) e da Organização Mundial de Meteorologia. Primeiramente foi instalado o saldo radiômetro CNR1 na vigente data de 10/11/2010, com conexões de diferença de voltagem. Posteriormente, o piranômetro modelo PSP e o pirgeômetro PIR foram instalados no dia 12/04/2011.

A execução desta primeira etapa demandou bastante esforço, e o suporte técnico do pessoal do LabMicro foi essencial para o sucesso da configuração correta de todo o sistema de coleta de dados da plataforma radiométrica do LabMiM.

Após as instalações do PSP e do PIR, o desempenho do sensor CG3 do CNR1 começou a apresentar um comportamento anômalo. Acredita-se que este fato esteja relacionado a otimização do número de canais do CR1000, uma vez que a conexão dos radiômetros no datalogger passou do modo de medidas diferenciais para o *single-ended*, menos preciso (Campbell, 2001). Essa modificação em conjunto com a sensibilidade do sensor de temperatura modelo Pt-100 do CG3, pode ter ocasionado essa discrepância de medidas de *OLA* entre o sensores do CNR1 e do PIR (Fig. 4.2). Em virtude disso as medidas do CNR1 após a data de instalação dos piranômetros e pirgeômetros não foram usados.

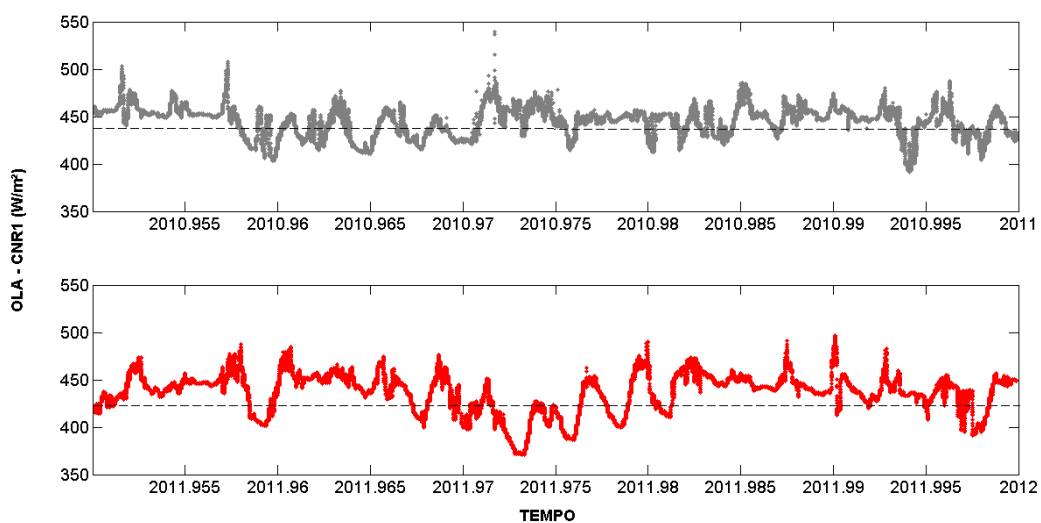


Figura - 4.2. Evolução horária de *OLA* medida pelo sensor CG3 do CNR1 durante o mês de dezembro de 2010 (cinza) e 2011 (vermelho). A linha tracejada representa a média do intervalo.

As medidas de radiação difusa começaram a ser coletadas apenas em outubro de 2011 e foram efetuadas por um segundo piranômetro, modelo PSP, instalado sobre um suporte metálico móvel orientado no sentido Norte-Sul, sob um anel de sombreamento fixo. Este suporte foi desenvolvido pelo Prof. Dr. João Francisco Escobedo da Universidade Estadual Paulista (Unesp), campus Botucatu-SP, e gentilmente doado ao LabMiM.

Para o controle de qualidade das medidas são utilizados métodos estatísticos baseados em intervalos de confiança e limites absolutos, aplicados às séries temporais para remoção de medidas espúrias (Vickers e Mahrt, 1997; Wilks, 2006). Códigos numéricos foram desenvolvidos em softwares gráficos específicos para obtenção dos parâmetros estatísticos de tendência central e de dispersão. Além do método automático, é essencial que todo o conjunto de medidas seja submetido a um controle de qualidade visual minucioso das séries temporais para identificar possíveis inconsistências e erros gerados por problemas eletrônicos do sistema de aquisição de dados (Vickers e Mahrt, 1997).

As variáveis termodinâmicas foram derivadas para todo o conjunto de estações, seguindo as formulações propostas por Bolton (1980). Este procedimento, também permite verificar a consistência física das medidas coletadas em diferentes localidades da RMRJ, sujeitas a um mesmo escoamento pseudo-adiabático.

Após a aplicação destes procedimentos, as medidas coletadas pela estação de Marambáia foram desconsideradas das análises devido as inconsistências físicas da variável *OCA*.

A partir do conjunto de medidas aprovado pelo controle de qualidade, foram realizadas as análises estatísticas e aplicado os modelos semi-empíricos para estimativas de *OLA* e *OCA*. Todos os parâmetros estatísticos foram calculados para intervalos de tempo equivalentes a escala integral de tempo, definida igual a 30 minutos (Wyngaard, 1992).

Para avaliar o desempenho das parametrizações propostas, parâmetros estatísticos como o coeficiente de correlação (*R*) e o erro médio absoluto (*EMA*) foram calculados a partir das seguintes equações:

$$EMA = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - x_i) \quad (49)$$

$$R = \left\{ \frac{N \sum_{i=1}^N y_i x_i - (\sum_{i=1}^N y_i)(\sum_{i=1}^N x_i)}{\sqrt{[N \sum_{i=1}^N y_i^2 - (\sum_{i=1}^N y_i)^2][N \sum_{i=1}^N x_i^2 - (\sum_{i=1}^N x_i)^2]}} \right\} \quad (50)$$

A análise radiométrica no contexto da Camada Limite Urbana utilizará metodologias recomendadas na literatura (Oke, 1987; Arya, 2005; Oliveira et al., 2006; Codato et al., 2008; Marciotto et. al., 2010). As condições de nebulosidade serão determinadas de acordo as análises estatísticas das distribuições das frequências diárias relativa e acumulada, pela inspeção visual realizada a partir da evolução das componentes de *OCA* em função de \mathbf{K}_T , e por fim pelos quantis gerados a partir das estimativas de \mathbf{K}_T na RMRJ, a partir das medidas coletadas na plataforma radiométrica, do LabMiM.

Definida a metodologia empregada, no próximo capítulo os resultados encontrados nesse estudo serão discutidos.

5. RESULTADOS

Neste capítulo os resultados obtidos serão apresentados em quatro seções. Primeiro será caracterizado os diferentes microclimas observados na RMRJ. Em segundo será verificada a consistência física das medidas radiométricas da *OCA* coletadas pelas estações automáticas do INMET e na plataforma radiométrica do LabMiM. E por último, serão realizadas análises das componentes do BRS e da parametrização proposta que representem de forma adequada as estimativas da *OCA* sobre a RMRJ.

5.1 Caracterização microclimática da RMRJ

A RMRJ ocupa uma área equivalente a 5.645 km² e engloba 20 municípios. Segundo o IBGE (2010) possui uma elevada densidade demográfica, com uma população total estimada em 12,6 milhões de habitantes. A topografia da RMRJ é complexa, com maciços rochosos entremeando áreas urbanas e naturais ao longo da costa e nas vizinhanças da Baía de Guanabara e Sepetiba, com a Serra do Mar ao norte.

Devido a sua localização geográfica, complexidade topográfica e heterogeneidades superficiais, as condições meteorológicas da RMRJ sofrem, em escala local, os efeitos da penetração da brisa marítima e terrestre, em conjunto ao fenômeno conhecido como ilha de calor urbana (Marques Filho et al., 2009; Karam et al., 2009). Durante o verão ocorrem eventos de precipitação convectiva severa, principalmente quando a região está sob influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Dereczynski et al., 2009).

No contexto dos biomas brasileiros, o território da RMRJ está integralmente situado no domínio da Mata Atlântica. A sua paisagem é marcada pela presença de elevações montanhosas cobertas de vegetação florestal e secundária. Lagunas, brejos alagadiços, mangues e restingas também são encontrados. De modo geral, a área de Mata Atlântica presente na RMRJ ocupa 35.290 ha o que corresponde a 28,9% (PRJ, 2010).

Segunda a classificação Köppen (Kottek et al., 2006), o clima desta região é definido como *Aw*, ou seja, região subtropical úmida. As médias mensais das variáveis termodinâmicas, temperatura do ar (T_a) e umidade relativa (UR) obtidas a partir das medidas horárias coletadas pelas estações automáticas do INMET são confrontadas com as normais climatológicas para o Município do Rio de Janeiro (Fig. 5.1). No geral, as médias mensais de T_a e UR estimadas para o período de 2008 a 2011, estão consistentes com as normais climatológicas (1975-1990).

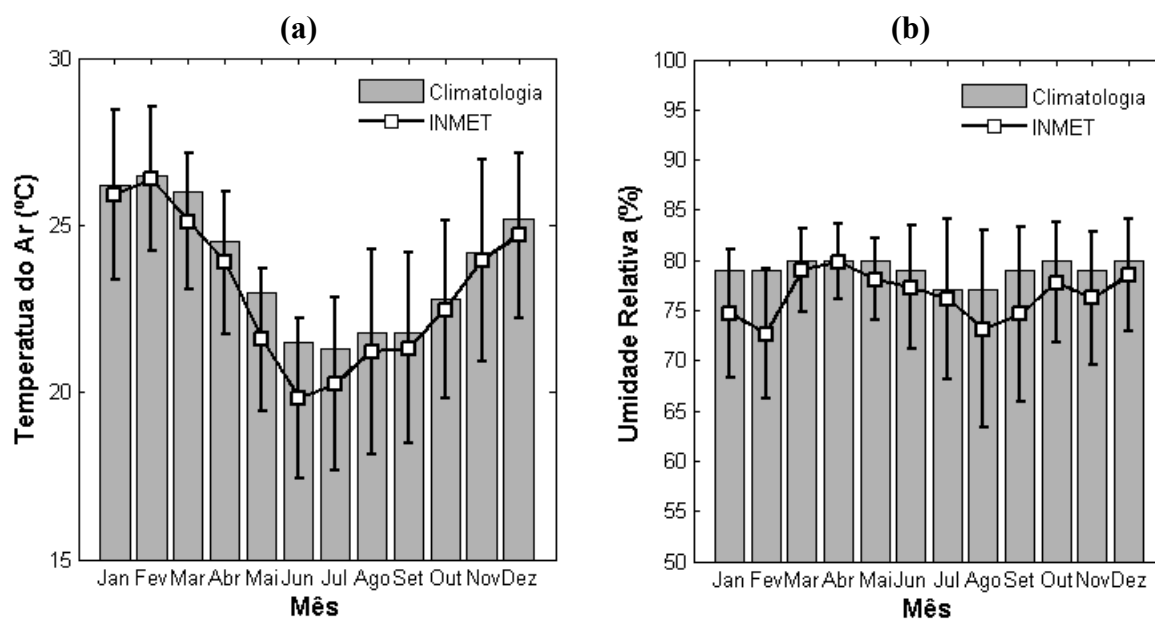


Figura – 5.1. Médias mensais de: (a) temperatura e (b) umidade relativa. As colunas cinzas, a linha contínua com quadrados e as barras verticais representam respectivamente, as normais climatológicas, as médias geradas pelas estações automáticas do INMET e os desvios padrão das médias.

A temperatura apresenta amplitude térmica de aproximadamente 5°C, com máximas em torno de 27°C. No verão é comum a ocorrência de temperaturas superiores a 30°C. No inverno, a queda de temperatura está relacionada à passagem de frentes frias, resultando em mínimas de 18°C. A distribuição mensal de umidade relativa (UR) possui pequena variabilidade ao longo do ano, com valores superiores a 75%. Isto demonstra a grande disponibilidade de vapor de água sobre a região, decorrente das influências marítima, da Baía de Guanabara e do entorno vegetado.

A distribuição pluviométrica (Fig. 5.2) é influenciada pela continentalidade, complexidade topográfica e pela dinâmica dos sistemas atmosféricos de grande e mesoescala que atuam na RMRJ. Segundo Alves et al. (2005) o período chuvoso está associado à padrões de circulação de mesoescala, atuação de frentes frias e da ZCAS. De forma geral, os maiores índices pluviométricos ocorrem durante o verão (acima de 150 mm) e estão associados ao aquecimento superficial local e a intensificação da brisa marítima, que aumenta a convergência de umidade sobre a RMRJ (Dereczynski et al., 2009). No inverno a precipitação é baixa e decorrente da penetração de frentes frias.

As influências das características urbanas sobre o regime da precipitação também devem ser consideradas. Chandler (1965) sugeriu três principais fatores urbanos que induzem mudanças na precipitação: a turbulência mecânica resultante do aumento da superfície de rugosidade (edifícios e construções), a adição do fluxo de calor sensível

decorrente ao aquecimento do ar e os núcleos de condensação de natureza antrópica (emissão de poluentes no ar). Dentro deste contexto, Jauregui e Romales (1996) observaram para a Cidade do México, que as mudanças nos padrões de precipitação estão conectadas ao aumento da mancha urbana. Isso demonstra que a influência das áreas urbanas sobre os padrões de precipitação merece uma investigação mais detalhada a partir de estudos baseados em modelagem numérica e em análises estatísticas de medidas observacionais.

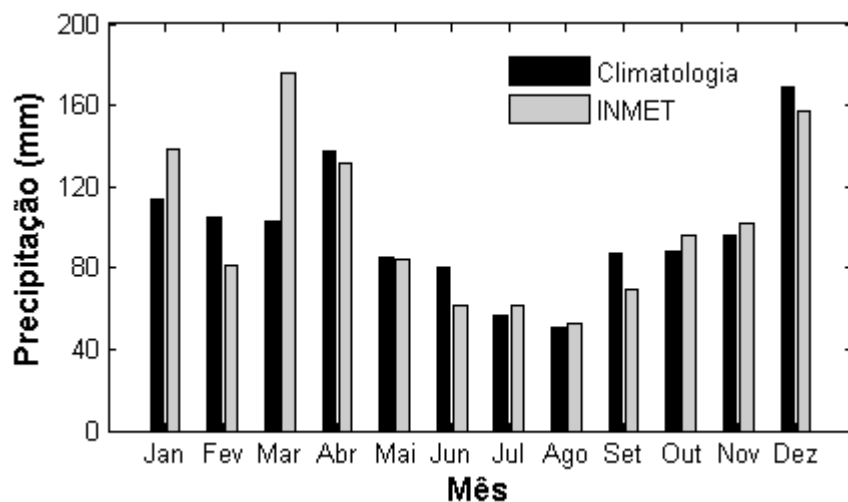


Figura – 5.2. Média mensal da distribuição pluviométrica para o município do Rio de Janeiro. As colunas cinzas e as pretas representam as médias mensais obtidas pelas estações do INMET e climatologia entre o período de 1975 – 1990, respectivamente.

Na Figura (5.3) estão representadas a médias mensais dos valores de f para a RMRJ estimados pela Eq. (27). Os valores mais elevados ocorrem durante os meses de setembro e dezembro ($f = 0,61$) e menor em fevereiro ($f = 0,42$).

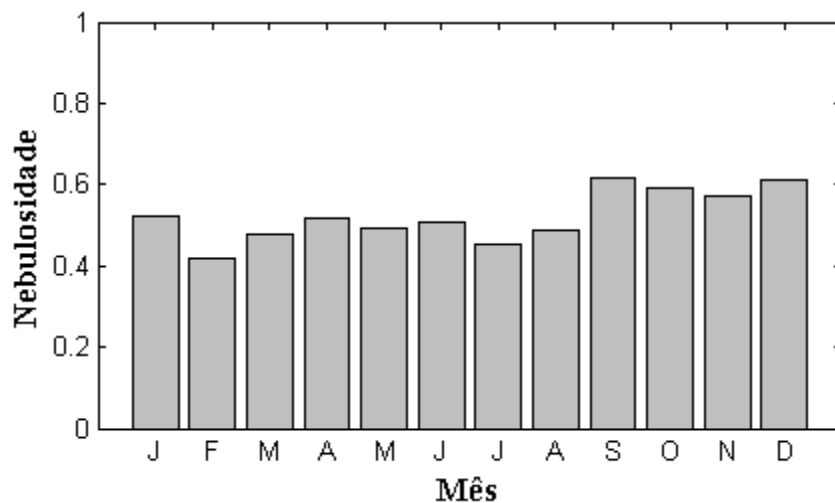


Figura – 5.3. Série climática da distribuição da fração de nebulosidade para a RMRJ obtida pela estação convencional do INMET entre o período de 1975 e 1990.

A evolução anual climatológica da precipitação (Fig. 5.2) sobre a RMRJ segue a relação de f (Fig. 5.3). Nota-se que os valores mais elevados de f ocorrem durante as estações de primavera e verão. Isto demonstra a atuação intensa de precipitações convectivas severas associadas a fenômenos atmosféricos como complexos convectivos de mesoescala (CCM) e ZCAS, característicos das estações de primavera/verão. Os valores mais baixos de f são encontrados nos meses de outono e inverno, caracterizado pelas baixas taxas de precipitações decorrentes da presença de frentes frias sobre a RMRJ.

Na CLA não saturada, os deslocamentos verticais de parcelas de ar estão sujeitos somente a transformações adiabáticas e, portanto, a temperatura potencial (θ) da parcela se mantém constante. Processos conservativos são importantes em meteorologia pelo fato destes serem capazes de “traçar” a origem e a subsequente “história” das parcelas de ar. Para uma atmosfera úmida é adequado utilizar a temperatura potencial virtual (θ_v), uma vez que considera os efeitos do vapor de água na força de empuxo das parcelas (Stull, 1988).

Em razão da complexidade topográfica, das heterogeneidades superficiais, das características físicas e tipo de ocupação do solo, a RMRJ sofre as influências de diferentes microclimas. Para caracterizar os microclimas observados é fundamental o conhecimento do comportamento das variáveis θ_v e q .

A evolução temporal de θ_v e q para todas as estações (não apresentada) mostra a existência de padrões similares de comportamento termodinâmico, tanto em magnitude quanto em periodicidade. Estes fatos em conjunto com as características da cobertura da superfície motivaram a definição de grupos de estações para representar os seguintes microclimas: urbano (Jacarepaguá e Deodoro); litorâneo (Copacabana); e suburbano (Seropédica e Xerém). Salienta-se que as estações de Jacarepaguá e Deodoro não são representativas de áreas urbanas centrais da RMRJ. Entretanto, apresentam características similares, com edificações, estradas, áreas vegetas e presença de corpos aquáticos, localizadas entre o centro urbano e as áreas periféricas.

Na Figura (5.4) são apresentados os diagramas da evolução temporal média horária de θ_v e q , para todos os meses do ano, que caracterizam os diferentes microclimas. Os resultados demonstram que a RMRJ possui um ciclo sazonal bem definido, com invernos frios e secos, e verões quentes e úmidos. O ciclo diurno de θ_v é representativo de superfícies continentais, com máximos em torno das 15 h. O microclima litorâneo foi o que apresentou a menor amplitude térmica. Em comparação ao microclima suburbano, o urbano mostra um aquecimento mais pronunciado nas primeiras horas da manhã, indicando a ocorrência de ilha de calor durante o período diurno (Marques Filho et al., 2009).

Durante o verão as análises de q mostram que o microclima urbano tem maior variabilidade em relação aos demais, sendo que no período diurno observa-se um processo de secamento do ar em virtude da pouca disponibilidade de umidade neste ambiente. O aumento de q durante o dia é mais pronunciado no litorâneo devido ao efeito da brisa marítima. Já no suburbano o pequeno aumento decorre do processo de evapotranspiração. Nos meses de inverno o comportamento de q segue um padrão uniforme em todos microclimas. Para elucidar as diferenças termodinâmicas entre os microclimas, são apresentados os ciclos diurnos médios anuais de θ , e q para Copacabana (litorânea), Deodoro (urbano) e Xerém (suburbano) (Fig. 5.5).

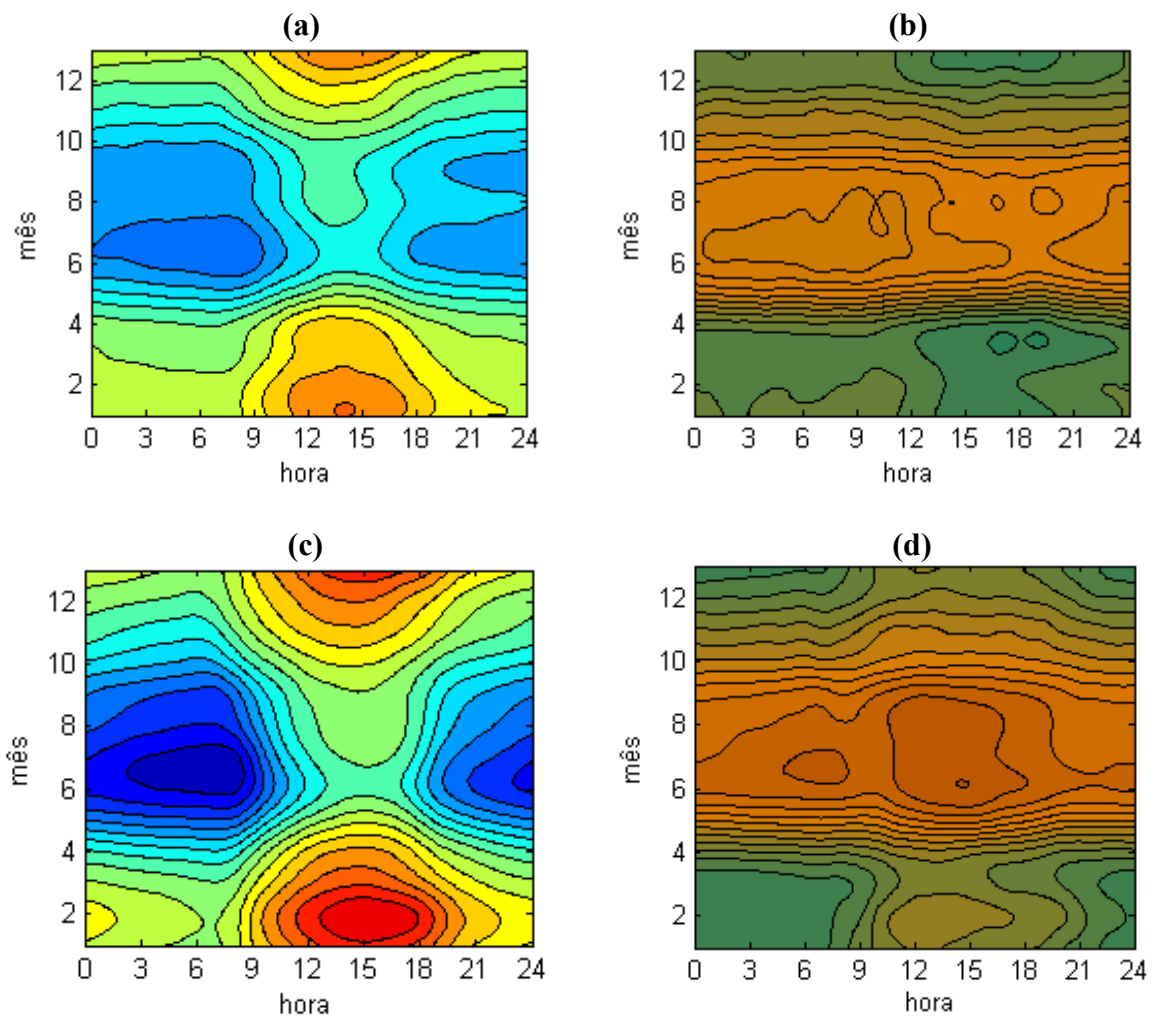


Figura – 5.4. Diagramas da evolução temporal média horária dos campos termodinâmicos θ , (esquerda) e q (direita) para os seguintes microclimas: litorâneo (a e b); urbano (c e d); suburbano (d e f).

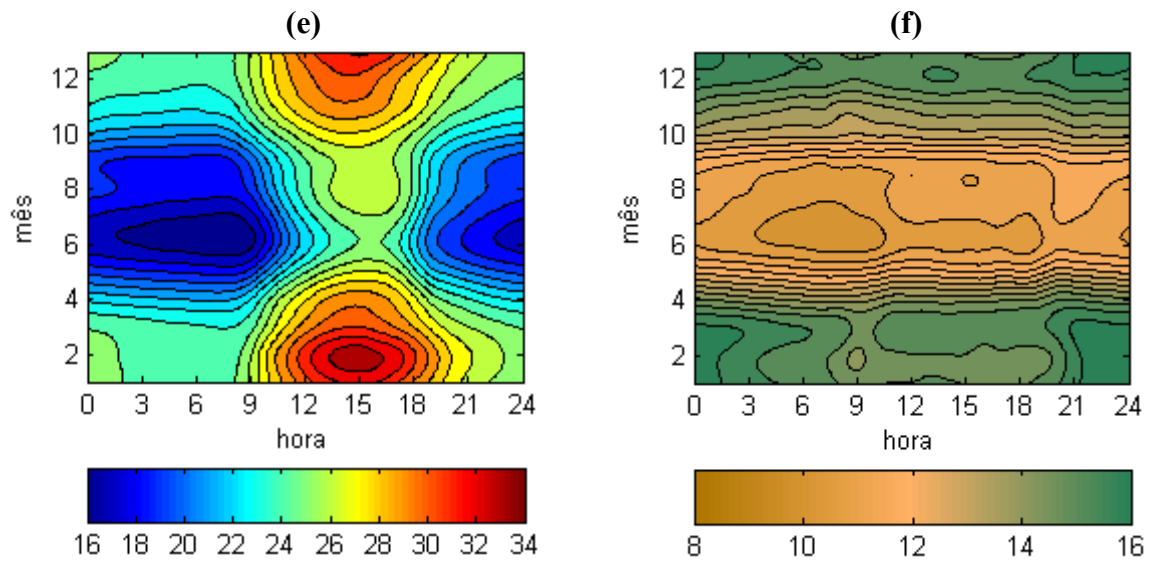


Figura - 5.4. Continuação

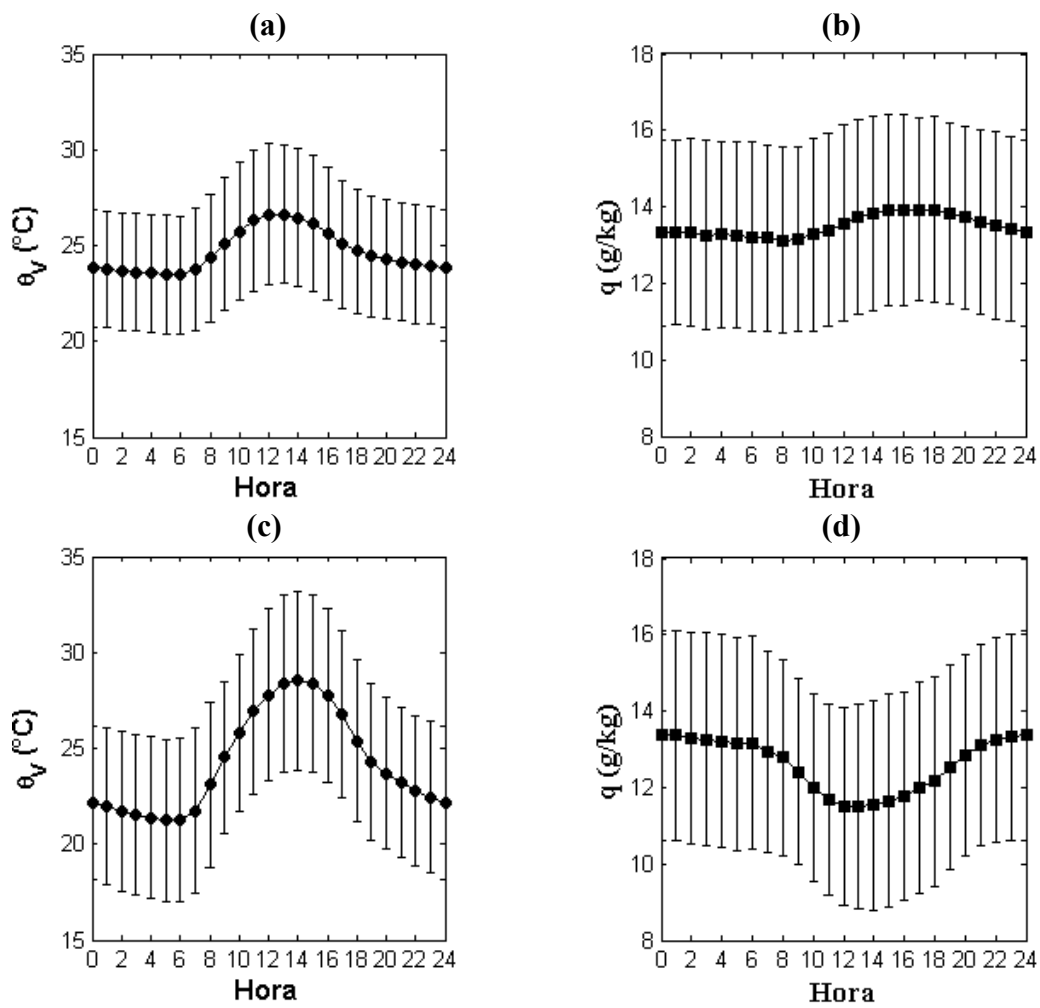


Figura – 5.5. Ciclo diurno médio anual de θ_v (direita) e q (esquerda) para as seguintes estações: (a e b) Copacabana; (c e d) Deodoro; (e e f) Xerém. Os símbolos representam os valores médios e as barras verticais os respectivos desvios padrão.

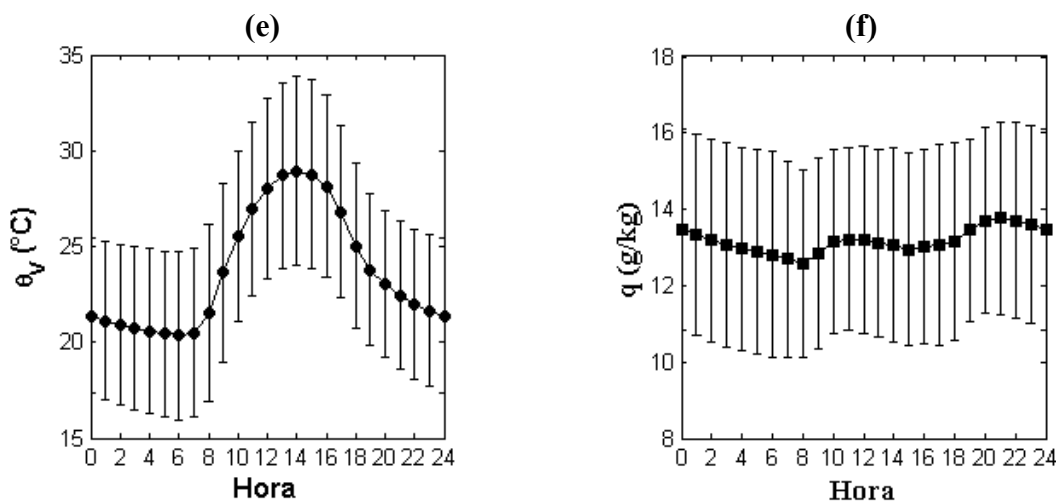


Figura - 5.5. Continuação

Para verificar a consistência física e a qualidade das medidas meteorológicas coletadas na plataforma radiométrica do LabMiM, foi determinada a evolução média horária de θ_v e q , durante o período de maio/2011 a fev/2012 (Fig. 5.6). Em virtude do ponto de coleta estar localizado sobre um edifício (Fig. 3.1), o comportamento termodinâmico observado é característico de um microclima urbano, com máximo (mínimo) de θ_v (q) no início da tarde, similar ao apresentado para Deodoro (Figs. 5.5a e 5.5b). Apesar disto, a diminuição de q é menos intensa, dada a proximidade com a Baía de Guanabara e a presença de áreas vegetadas.

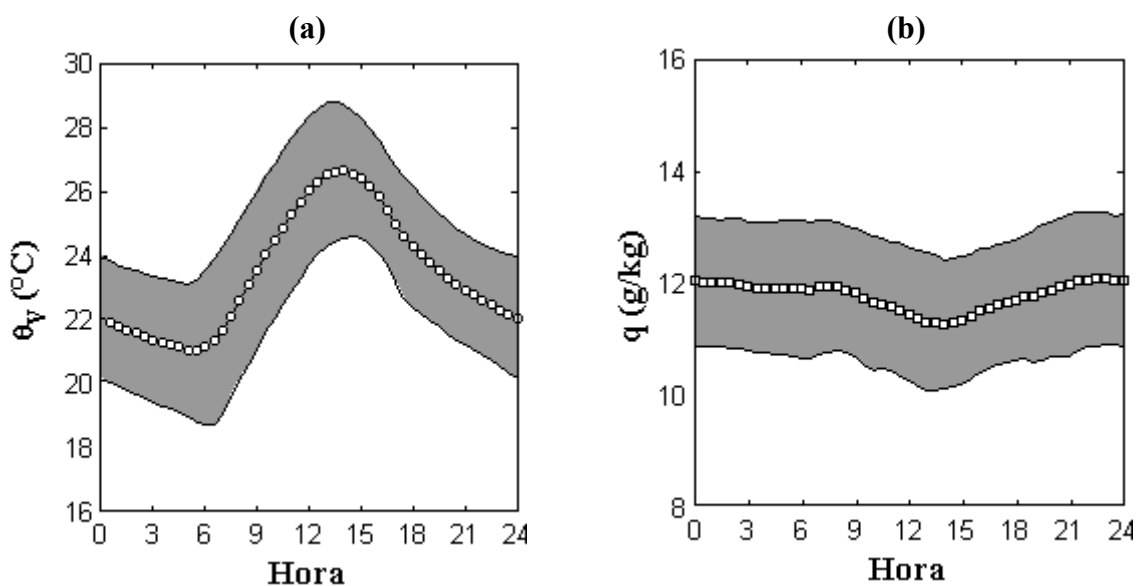


Figura – 5.6. Evolução temporal média das variáveis termodinâmicas coletadas no LabMiM: (a) θ_v ; (b) q . Os dados utilizados referem-se ao período de maio/2011 a fev/2012. Os símbolos representam as médias para cada 30 minutos e as áreas em cinza os respectivos desvios padrão.

Uma vez definida as diferentes características microclimáticas observadas na RMRJ, na próxima sessão será abordado o comportamento da radiação solar (*OCA*).

5.2 A radiação solar na RMRJ.

Nesta secção serão apresentadas as médias mensais de *OCA* geradas a partir das medidas coletadas pelas estações automáticas do INMET, descritas no Capítulo 3, bem com as análises estatísticas do índice de claridade K_T obtidas para as estações do LabMiM e do INMET.

O comportamento da *OCA* medida em superfície está diretamente relacionado à localização geográfica, cobertura de nuvens, características físicas da atmosfera e geometria da superfície (Oke, 1987). Em áreas urbanas com grande densidade de construções, os edifícios formam cânions urbanos que afetam a incidência direta de *OCA* na superfície, devido à redução fator de visão do céu, sombreamento, reflexões geradas pelos obstáculos físicos, além das emissões e transferência de radiação infravermelha (Masson, 2000).

A RMRJ apresenta características topográficas complexas e de cobertura de superfície heterogêneas, sob condições meteorológicas de circulações locais. Portanto, espera-se que medidas meteorológicas obtidas em um simples ponto não sejam representativas de uma área com extensão de quilômetros. Dentre os diversos fatores que influenciam as medidas de *OCA* em superfície, a condição da cobertura do céu é considerada uma das mais importantes, juntamente com os cânions urbanos.

Estudos das intensidades e variações sazonais de *OCA* em superfície por meio de séries temporais necessitam de medidas de qualidade com elevado grau de confiabilidade. Além disso, o conhecimento da variabilidade da *OCA* auxilia a identificação de regiões com potencial de aproveitamento de energia solar (Scolar et al., 2003), aplicações em agronomia para melhorar a produtividade agrícola (Pereira et al., 2002), entre outras. Neste trabalho, o índice K_T também será utilizado como um indicativo das consistências físicas das medidas de *OCA*.

Na Figura (5.7) são apresentadas as médias mensais dos valores diários (Fig. 5.7a) e horários (Fig. 5.7b) de *OCA* coletada na plataforma radiométrica do LabMiM, assim como a radiação solar no topo da atmosfera (R_{Top}) estimada pela Eq. (28).

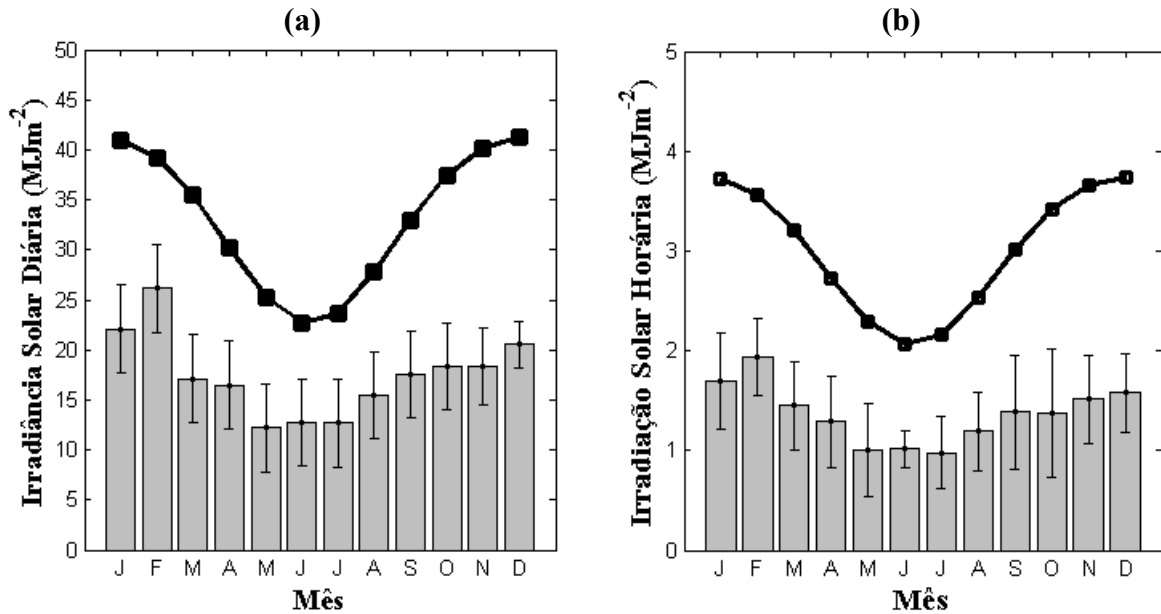


Figura – 5.7. Médias mensais dos valores diários (a) e horários (b) da radiação solar no topo da atmosfera (linha contínua com símbolos) e da *OCA* incidente na superfície (colunas cinzas) durante o período de novembro/2010 a fevereiro/2012. As barras verticais representam os desvios padrão de *OCA*.

A sazonalidade de *OCA* apresentada na Fig. 5.7 (a e b) é um resultado das variações astronômicas, tais como a declinação solar, ângulo zenital, e também de mudanças na atmosfera local, como nebulosidade, concentração de vapor de água e aerossóis. Os valores de *OCA* foram superiores (inferiores) nos meses de verão (inverno). No período de verão (inverno) são observadas concentrações mais elevadas (menores) de vapor de água (Fig. 5.4), sendo o mês de fevereiro (maio e junho) com valores máximos (mínimos) diários e horários respectivos de 26,2 (12,1) MJm⁻² e 1,9 (0,95) MJ m⁻². Note-se que no caso do máximo de *OCA*, simultaneamente ocorre o mínimo de *f* (Fig. 5.3). Isto demonstra a influência direta da cobertura de nuvens sobre a evolução da *OCA* em superfície. Tal fato está associado a variação das características físicas da atmosfera do sítio experimental do LabMiM, como por exemplo, a transmissividade atmosférica. Em virtude disso, as médias diárias e horários de K_T foram estimadas para a área da plataforma radiométrica do LabMiM, de acordo com a Eq. (24).

Na Figura (5.8) são apresentadas as médias mensais dos valores diários (Fig. 5.8a) e horários (Fig. 5.8b) de K_T estimadas para a plataforma radiométrica do LabMiM.

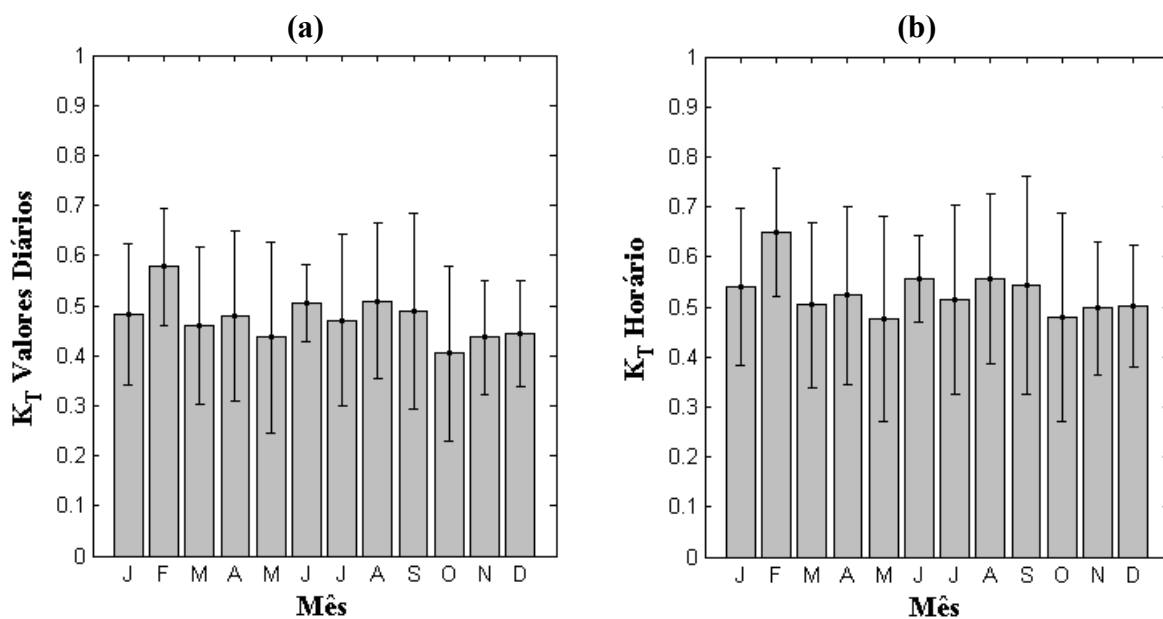


Figura – 5.8. Médias mensais dos valores diários (a) e horários (b) de K_T estimados para área da plataforma radiométrica do LabMiM durante o período de novembro de 2010 a fevereiro de 2012. As barras verticais representam os desvios padrão de K_T .

As evoluções de K_T para ambas as escalas seguem padrões similares durante o ciclo anual. A comparação entre a evolução diária de K_T (Fig. 5.8a) com a evolução anual climatológica de f (Fig. 5.3) e da precipitação (período entre 2008 e 2011) (Fig. 5.2) mostra que de janeiro para fevereiro, K_T aumentou de 0,48 para 0,58, como resultado da diminuição da fração de nebulosidade de 0,51 para 0,42 e de 130 mm para 80 mm. Este resultado pode ser atribuído a baixa atividade convectiva ocasionada pelo enfraquecimento da ZCAS e pelo fortalecimento do sistema de circulação de alta pressão do Atlântico Sul (AAS) (Alves et al., 2005). Em contraste a condição de K_T no mês de fevereiro, o oposto é observado em outubro ($K_T = 0,40$). O decréscimo de 0,9 entre setembro e outubro, pode estar associado ao aumento gradativo da concentração de umidade na atmosfera da RMRJ (veja Fig. 5.4). Em geral, as evoluções anuais dos valores diários e horários de K_T mostraram um padrão irregular, com alternância entre máximos e mínimos ao longo do ano, e por apresentarem amplitudes iguais da ordem de 0,20.

Com intuito de compreender e definir melhor as variações de K_T na área da plataforma radiométrica do LabMiM, foram calculadas as respectivas distribuições de frequência diária (Fig. 5.9a) e horária (Fig. 5.9b) de K_T obtidas a partir do piranômetro CM3 do saldo radiômetro CNR1 durante o intervalo de novembro de 2010 a fevereiro de 2012.

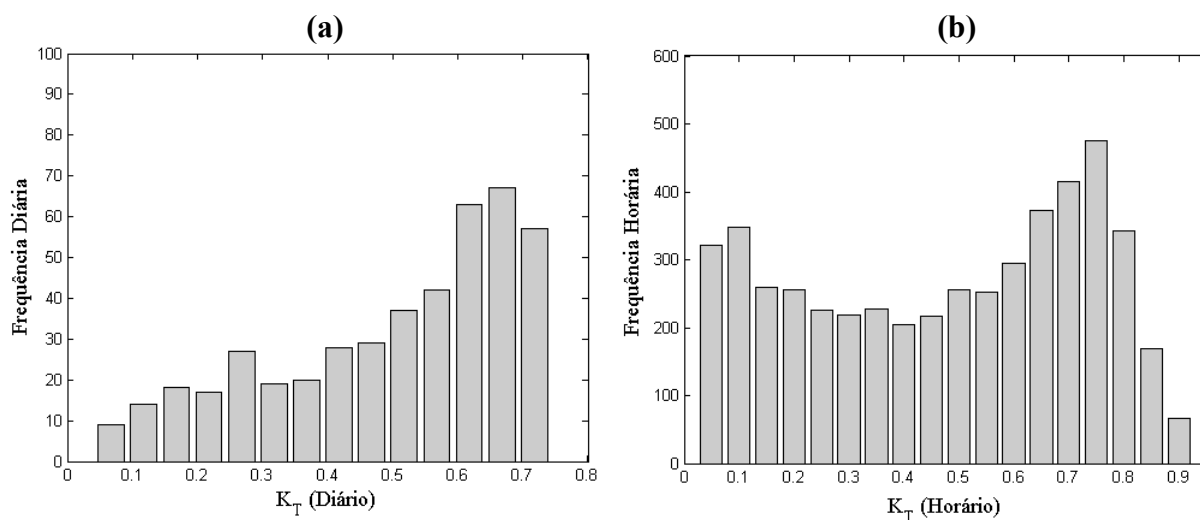


Figura - 5.9. Distribuição da frequência diária de K_T obtidas pelo CNR1, no LabMiM durante o período de novembro/2010 a fevereiro/2012.

As análises realizadas a partir da frequência horária de K_T (Fig. 5.9b) mostram que as distribuições são praticamente uniformes para o intervalo $0,25 < K_T < 0,55$, e a moda encontra-se entre as classes $0,7 \leq K_T \leq 0,75$. Em média, para os valores diários (Fig. 5.9b), as estimativas de $K_T \geq 0,6$ correspondem 41% das medidas, com destaque para o valor de 0,65, cuja frequência é de 15 % (68 dias) da amostragem total (457 dias). Vale salientar que este resultado é similar ao apresentado por Escobedo et al. (2008) para o limite inferior da condição de céu claro ($K_T \geq 0,65$). Em razão dos resultados encontrados, calculou-se a frequência relativa acumulada de K_T (Fig. (5.10)), com intuito de delimitar de forma mais precisa os intervalos correspondentes as diferentes condições do céu.

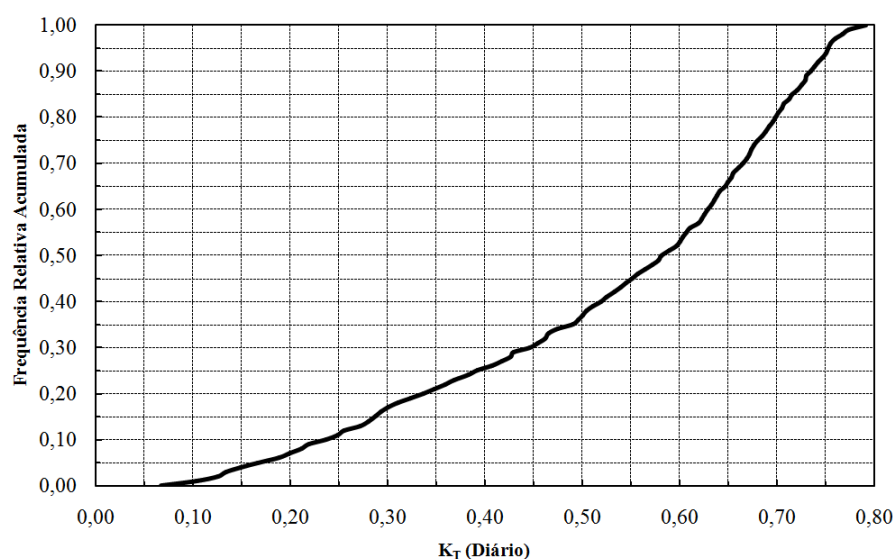


Figura - 5.10. Distribuição da frequência relativa acumulada das medidas diárias de K_T para o LabMiM durante o período de novembro/2010 a fevereiro/2012.

Na Tabela 5.1 são apresentados os valores dos quantis de $q_{0,25}$, $q_{0,50}$, $q_{0,75}$ e $q_{0,95}$ para OCA e K_T . A partir das análises dos quantis definiu-se o $K_T \geq 0,67$ como representativo da condição de céu claro. Ressalta que este valor concorda com a classe de maior frequência da distribuição diária de K_T (Fig. 5.9a).

Tabela 5.1 – Valores aproximados dos principais quantis das variáveis OCA e K_T medidos e estimados respectivamente na plataforma radiométrica do LabMiM.

Quantil	OCA ($MJm^{-2}dia^{-1}$)	K_T
$q_{0,25}$	12,1	0,38
$q_{0,50}$	17,5	0,58
$q_{0,75}$	23,9	0,67
$q_{0,95}$	29,0	0,76

Até o momento, somente medidas da OCA foram utilizadas para determinar K_T , sem considerar o comportamento das demais componentes radiativas. As medidas da OCA_{dif} podem ser obtidas por um piranômetro simples instalado sob um anel de sombreamento (Oliveira et al., 2002a), porém para OCA_{dir} é necessário o emprego de um instrumento específico, denominado pirheliômetro (Brock e Richardson, 2001). Como o LabMiM não dispõe de medidas diretas de OCA_{dir} , a alternativa foi estimá-la pela diferença $OCA_{dir} = OCA - OCA_{dif}$.

Medidas de OCA em superfície são compostas pela radiação de onda curta direta (OCA_{dir}) emitida pelo Sol e pela radiação difusa (OCA_{dif}) proveniente dos processos de reflexão e espalhamento atmosférico (Oke, 1987, Liou, 2002; Monteith e Unsworth, 2008).

O conhecimento da evolução temporal de OCA_{dif} ao longo dos períodos diurnos e anuais é importante, pois o mesmo contribui em determinar a variabilidade da cobertura do céu e da concentração de aerossóis na atmosfera. Segundo estudo realizado por Codato et al. (2008), as variações de OCA_{dif} na RMSP são decorrentes dos efeitos da penetração da brisa marítima e da concentração de poluentes provenientes da queima de combustíveis fósseis.

As médias horárias das componentes da OCA em função de K_T são mostradas na Fig. (5.11). As medidas de OCA presentes na Fig. (5.11) foram obtidas pelos sensores CM3 e PSP.

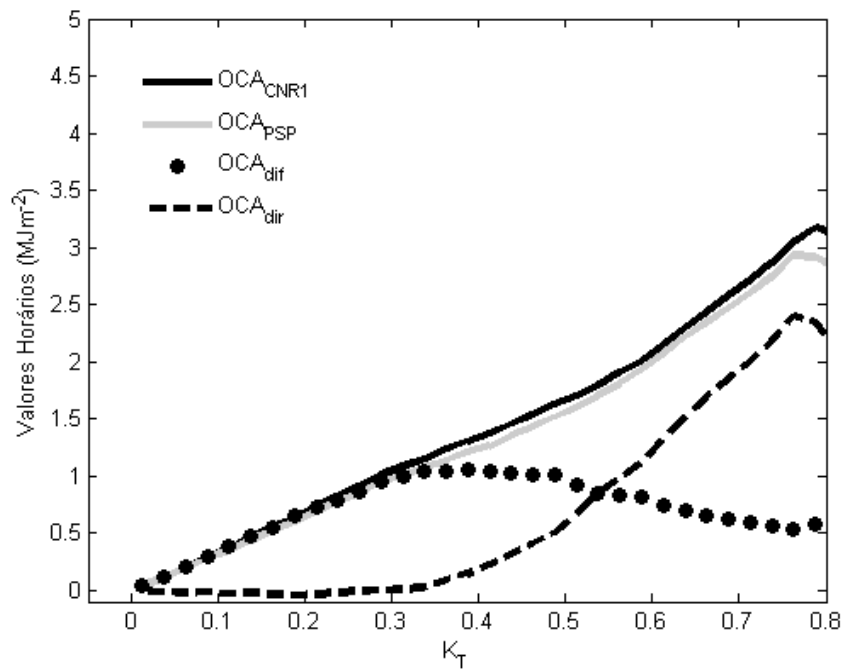


Figura – 5.11. Médias horárias das componentes OCA , R_{dif} e R_{dir} em função do índice de claridade K_T . OCA_{CNR1} , OCA_{PSP} , R_{dif} e R_{dir} representam respectivamente: as radiações global, difusa e direta coletadas pelo LabMiM.

De acordo com Escobedo et al. (2008), para valores do índice de claridade entre $0 < K_T < 0,35$ a componente OCA_{dif} possui a mesma ordem de grandeza de OCA , o que caracteriza condições de céu com elevada presença de nuvens. A condição de céu parcialmente nublado corresponde ao intervalo $0,35 \leq K_T < 0,65$, sendo que este pode ser subdividido em dois subintervalos: o primeiro entre $0,35 \leq K_T < 0,55$ onde $OCA_{dif} > OCA_{dir}$, definido como céu moderadamente nublado com domínio de OCA_{dif} ; o segundo entre $0,55 \leq K_T < 0,65$ definido como moderadamente nublado com domínio OCA_{dir} . A determinação do intervalo correspondente a condição de céu claro é $K_T \geq 0,67$ e concorda com o valor de $q_{0,75}$ e com as análises dos resultados obtidos das Figs. (5.9), (5.10), (5.11). Segundo Souza et al. (2010), para valores de K_T superiores a 0,8, as evoluções das três componentes da radiação solar não seguem uma seqüência lógica. Este comportamento também foi verificado nos resultados obtidos para o LabMiM para valores de K_T superiores a 0,78.

Os resultados das variações das componentes da OCA em função de K_T obtidos neste estudo são similares aos discutidos por Escobedo et al. (2008), com pequenas diferenças nos limites de K_T para determinação das condições de cobertura do céu. Como o período de amostragem da OCA_{dif} não é suficiente para caracterizar o comportamento radiométrico do sítio experimental, análises estatísticas das médias diárias de OCA e K_T obtidas a partir das medidas coletadas pelas estações automáticas do INMET localizadas na RMRJ foram realizadas, com intuito de corroborar os resultados encontrados para o LabMiM.

Na Figura (5.12) são apresentadas as médias mensais dos valores diários de OCA obtidas para as estações do INMET, de R_{Top} estimada pela Eq. (26), e de K_T (Eq. 24), referentes ao entre os anos de 2008 e 2011.

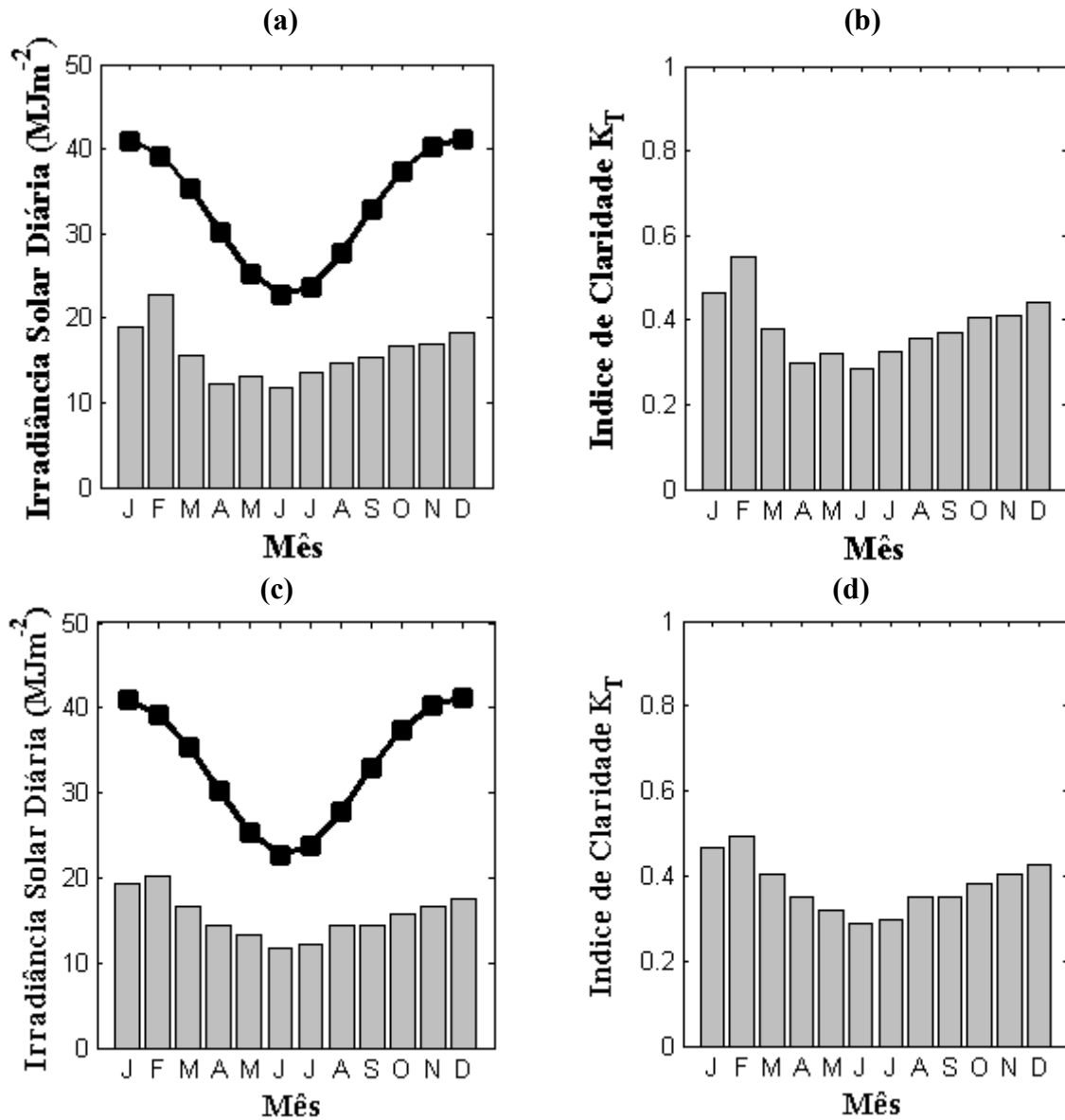


Figura - 5.12. Médias mensais dos valores diários da radiação solar no topo da atmosfera (linha contínua com símbolos), da OCA incidente na superfície (esquerda) e do índice de claridade K_T (direita): (a & b) Copacabana; (c & d) Deodoro; (e & f) Jacarepaguá; (g & h) Seropédica; (i & j) Xérem para o período de 2008 a 2011.

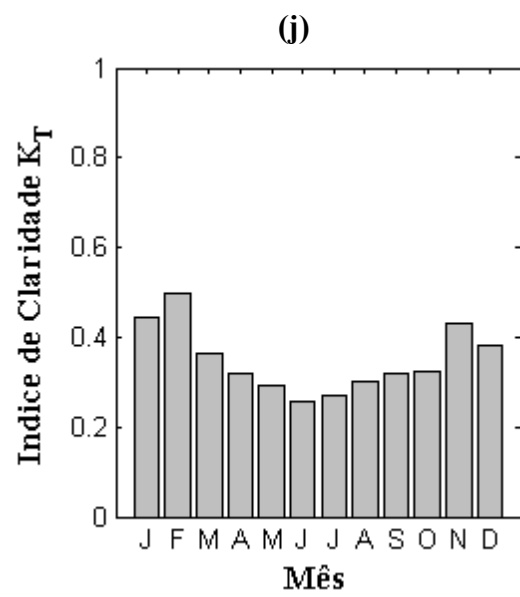
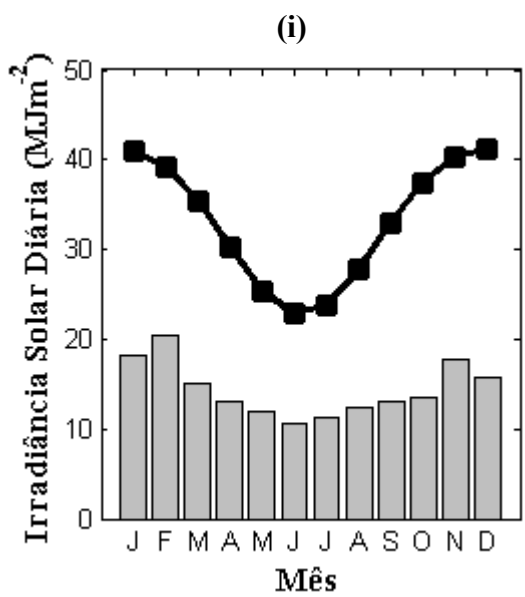
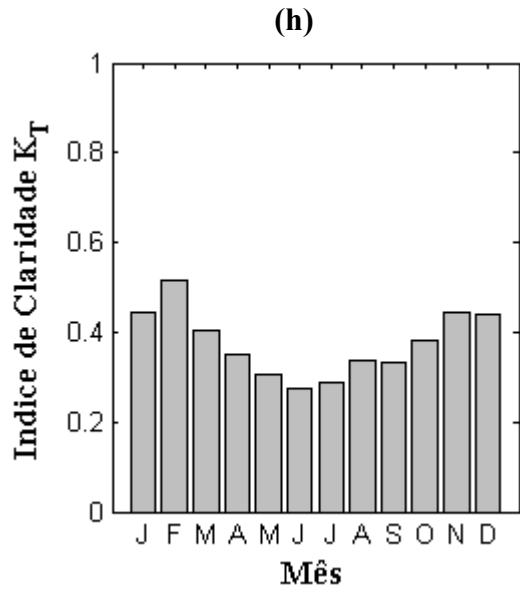
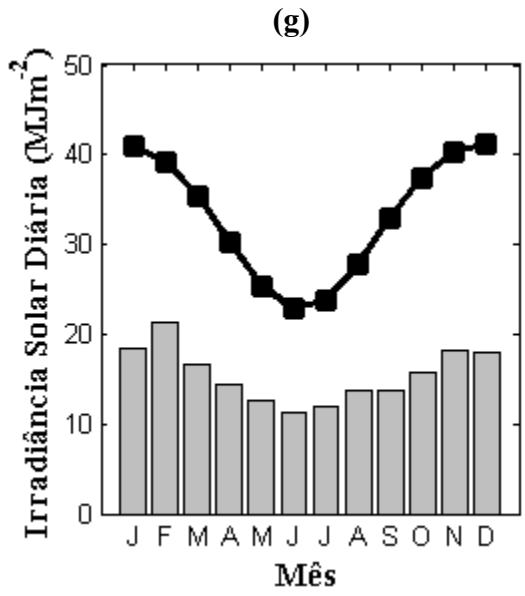
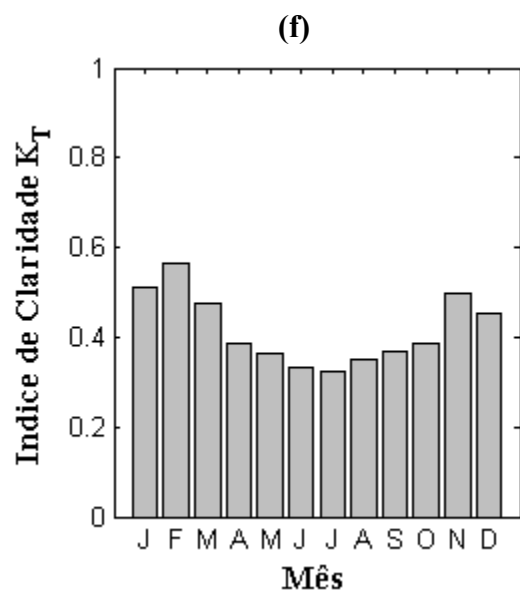
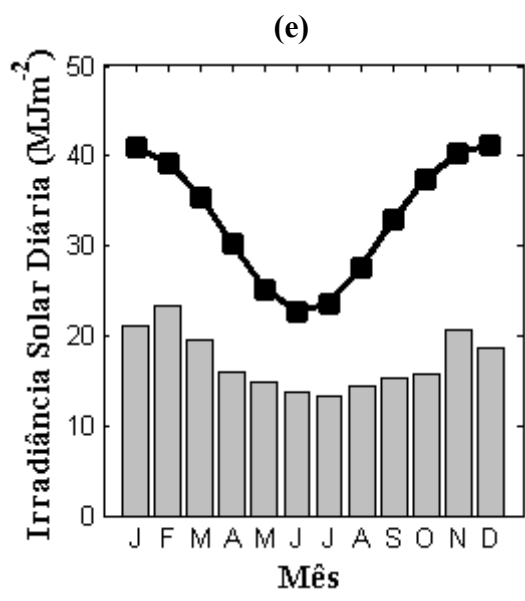


Figura - 5.12. Continuação

A *OCA* em superfície mostrou um regime sazonal bem definido com máximos (mínimos) em torno de $20 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ($12 \text{ MJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$) nos meses de verão (inverno), sem diferenças significativas entre as estações do INMET, porém com uma diferença de 4 MJm^{-2} em relação ao ponto de coleta da plataforma radiométrica do LabMiM no mês de fevereiro. Isto pode ser associado com a baixa amostragem de medidas coletadas pelo LabMiM (1 ano e 3 meses). Comparativamente entre as estações do INMET, a baixa discrepância entre os valores de *OCA* está possivelmente associada à proximidade latitudinal das estações. Durante o inverno no Hemisfério Sul, a Terra encontra-se próxima do afélio e, conseqüentemente, ocorre a diminuição na incidência de irradiância solar nas regiões do globo terrestre de latitudes (sub)tropicais. A atenuação da radiação solar na atmosfera terrestre decorre dos processos de absorção e espalhamento ocasionados pelos gases constituintes da atmosfera (Arya, 2005). Nos meses de verão a concentração de vapor de água na atmosfera é maior, gerando uma diferença entre R_{Top} e *OCA* da ordem de 22 MJm^{-2} .

As evoluções anuais de \mathbf{K}_T , para todas as estações do INMET, apresentaram valores máximos (mínimos) durante o mês de fevereiro (junho e julho), com exceção as estações de Jacarepaguá (f) e Xerém (j), que apresentaram um segundo máximo em novembro. Isto demonstra que a atmosfera sobre a RMRJ transmite e absorve mais radiação solar nos meses de verão e inverno respectivamente. Tal fato pode está associado com a baixa (elevada) concentração de aerossóis e fraca nebulosidade durante o verão (inverno). Salienta-se que os resultados obtidos são concordam com os apresentados por Oliveira et al. (2002c) para uma superfície urbana representativa da RMSP.

As distribuições da frequência diária de \mathbf{K}_T , derivados das medidas diárias de *OCA* em superfície coletadas nas estações do INMET, são apresentadas na Fig. (5.13). Os resultados encontrados demonstram ligeira divergência em relação à frequência máxima de \mathbf{K}_T para a plataforma radiométrica do LabMiM. Isto pode ser relacionado à diferença entre os períodos de amostragem das medidas de *OCA* coletadas no LabMiM e nas estações automáticas do INMET

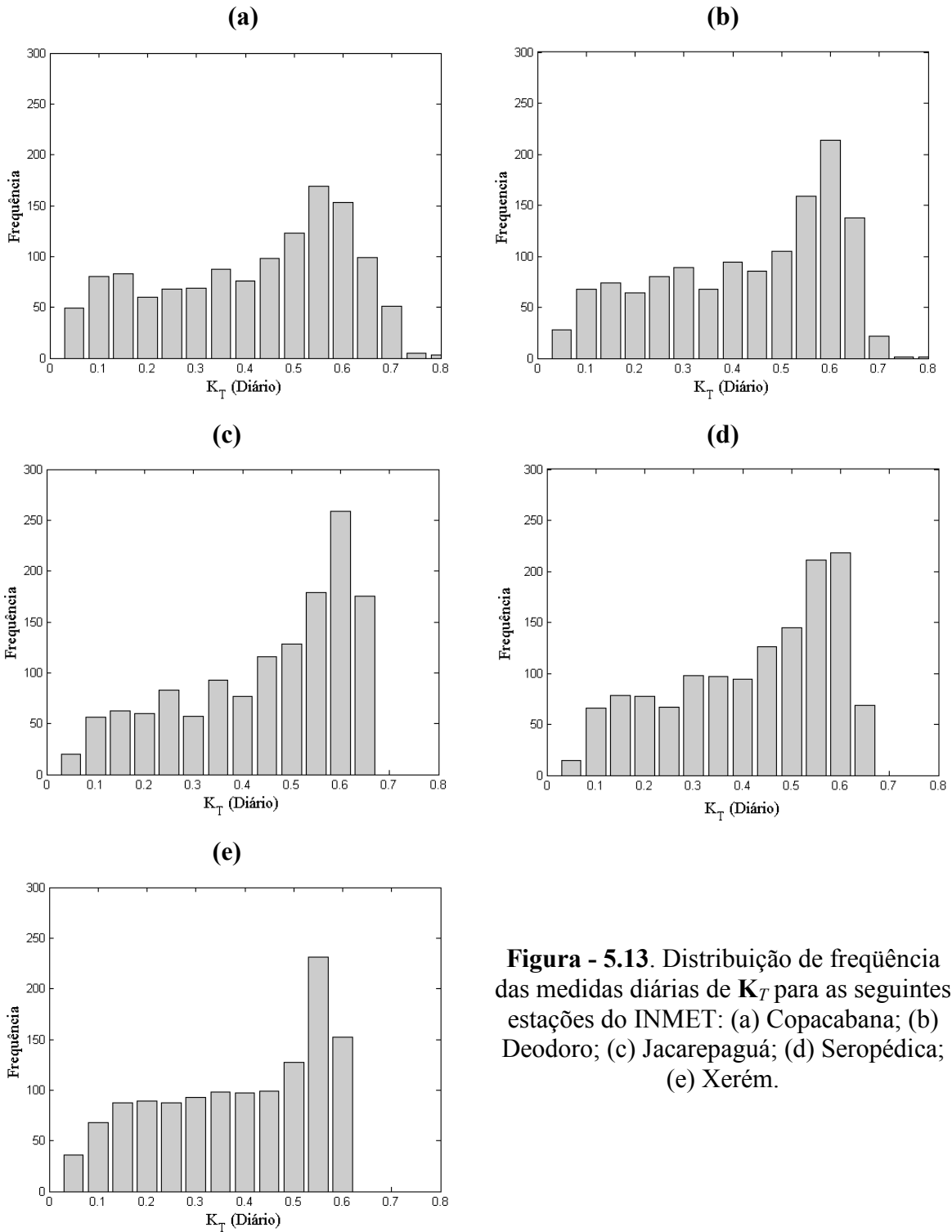


Figura - 5.13. Distribuição de frequência das medidas diárias de K_T para as seguintes estações do INMET: (a) Copacabana; (b) Deodoro; (c) Jacarepaguá; (d) Seropédica; (e) Xerém.

As distribuições das frequências de K_T determinadas para as estações automáticas do INMET apresentaram comportamentos distintos entre si. Entretanto, semelhanças são observadas em relação as máximas frequências de K_T . Entre as estações de Deodoro, Jacarepaguá e Seropédica, a moda de K_T está compreendida entre o intervalo $0,6 \leq K_T \leq 0,65$. Já para as estações de Copacabana e Xerém o mesmo parâmetro está compreendido

entre $0,55 \leq K_T \leq 0,60$. Isto sugere que as atmosferas destas estações possuam características comuns, tais como, concentrações semelhantes de umidade e aerossóis, de massa ótica e transmissividade.

Na Tabela 5.2 são apresentadas algumas características estatísticas dos valores diários de *OCA* e K_T referentes às estações automáticas do INMET e da plataforma radiométrica do LabMiM, durante todo período de amostragem das medidas.

Tabela 5.2 – Parâmetros estatísticos dos valores diários de *OCA* dadas em $MJm^{-2}dia^{-1}$ e de K_T (valor entre parênteses) para as estações do INMET e do LabMiM.

Estações\Parâmetros	$(q_{0,75})^*$	Média	Mínimo	Máximo
Copacabana	21,1 (0,60)	16,4 (0,44)	1,1 (0,04)	31,1 (0,97)
Deodoro	19,2 (0,61)	14,7 (0,46)	1,1 (0,04)	30,8 (0,96)
Jacarepaguá	22,1 (0,62)	16,5 (0,48)	1,4 (0,06)	30,1 (0,74)
Seropédica	19,5 (0,59)	15,3 (0,45)	1,8 (0,07)	28,9 (0,71)
Xerém	19,8 (0,57)	14,8 (0,42)	1,0 (0,06)	28,6 (0,69)
LabMiM	23,9 (0,67)	17,7 (0,53)	1,9 (0,07)	31,1 (0,79)

* Valor correspondente ao quantil de 75% das medidas de *OCA* e K_T .

Em geral, nota-se que mesmo com períodos distintos de amostragem das medições das estações do INMET (2008-2011) e da plataforma radiométrica do LabMiM (nov/2010-fev/2012), as médias diárias de *OCA* do INMET obtidas às estações de Copacabana e Jacarepaguá, apresentaram valores próximos ao do LabMiM com diferenças respectivas de $1,3 MJm^{-2}$ e $1,2 MJm^{-2}$. As amplitudes diárias de *OCA* referentes as estações do INMET mostraram-se fisicamente coerentes, com destaque às estações de Deodoro e Jacarepaguá com amplitudes próximas a do LabMiM (diferença da ordem de 2%). Para o percentual de 75% das medidas *OCA*, a estação de Jacarepaguá possui maior proximidade com o valor obtido à plataforma radiométrica. Em relação à K_T , padrões similares também foram observados, destacando-se novamente a estação de Jacarepaguá como a que possui medidas com maior consistência física com as do LabMiM.

Portanto, apesar da complexidade das características topográficas da RMRJ e das condições atmosféricas locais distintas (Fig. 5.4), a distribuição espaço-temporal de K_T (e conseqüentemente a de *OCA*) é homogênea entre as estações de Copacabana, Deodoro e Jacarepaguá, devido à proximidade geográfica das estações, que pertencem a faixa

latitudinal compreendida entre 22,5°S e 22,9°S. A menor distância entre as estações do INMET é 14,7 km (Deodoro e Jacarepaguá) e a maior é 56,9 km (Copacabana e Seropédica).

Para frações de $K_T \geq 0,67$ os valores médios de OCA em superfície na RMRJ são da ordem de $700 \pm 200 \text{ Wm}^{-2}$. Logo de acordo com os resultados encontrados para as estações do INMET e para a área da plataforma radiométrica do LabMiM, o critério para a remoção da nebulosidade das medidas de OCA na RMRJ foi definido como $K_T < 0,67$.

Uma vez estabelecido o critério para a remoção da nebulosidade, as medidas de OCA coletadas no LabMiM durante os meses de verão foram confrontadas com as obtidas pelas estações do INMET (Fig. 5.14). Os resultados mostram que quando as condições do céu não são consideradas, as médias horárias de OCA apresentam uma grande variabilidade (Fig. 5.14a). As medidas do LabMiM tem a mesma ordem de grandeza das medidas coletadas pelas demais estações. Para dias de céu claro a variabilidade da OCA reduz significativamente (Fig. 5.14b) e o valor médio máximo é da ordem de 1000 W m^{-2} às 12h.

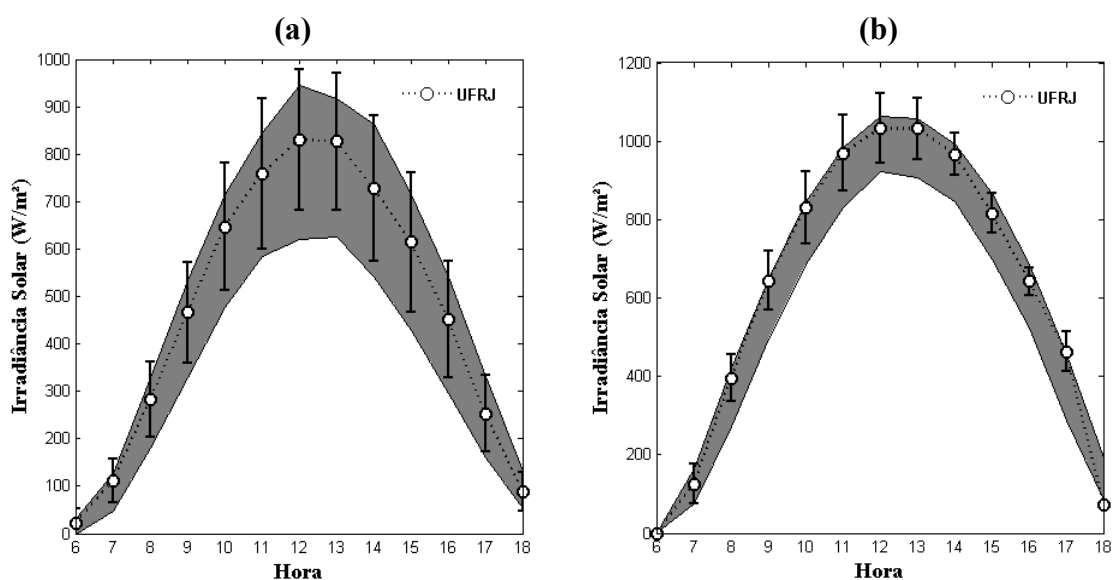


Figura – 5.14. Evolução horária de OCA medidos no LabMiM no verão de 2011 para: (a) condição total (sem remoção da nebulosidade); (b) condição de céu claro (remoção da nebulosidade). A área cinza representa a margem média de OCA para as demais estações da RMRJ. Os símbolos representam as médias horárias de OCA do LabMiM e as barras verticais os seus respectivos desvios padrão.

Conforme outrora dito, a fração entre OCA_{dif} e OCA define o índice K_d . Em condições de céu claro o índice $K_d \rightarrow 0$ e para céu totalmente encoberto $K_d \rightarrow 1$. Portanto, o confronto entre K_d e K_T também auxilia a determinação das condições de cobertura do céu. Diversos estudos estabelecem relações matemáticas para estimar a OCA_{dif} em função de K_T , que são mais fáceis de serem obtidos (Colares-Pereira, 1979; Erbs et al., 1982; Oliveira et

al., 2002b). Em geral, estas relações são expressas por polinômios de diferentes ordens (1ª a 4ª) dependentes da latitude, concentração de vapor de água, turbidez atmosférica e do ângulo zenital solar (Soler, 1990).

Neste trabalho as medidas de OCA_{dif} são obtidas com a utilização de um anel de sombreamento instalado sobre um suporte metálico móvel, similar ao desenvolvido por Melo (1993). Para corrigir os efeitos do anel de sombreamento nas medidas de OCA_{dif} deve ser aplicado um fator de correção (Eq. 36). No LabMiM os dados de OCA_{dif} começaram a ser coletados em outubro de 2011. Portanto, em razão do curto período de amostragem, foi utilizado um fator de correção constante e igual a 1,22, similar ao proposto por Oliveira et al. (2002c) para o período de verão.

Na Figura (5.15) são confrontados os valores médios horários de K_d e K_T obtidos com as medidas realizadas no LabMiM. Observa-se que em condições de céu totalmente nublado ($K_T \leq 0,35$) o índice $K_d \approx 1$. No intervalo $0,3 < K_T < 0,7$, K_d apresenta uma relação decrescente. As médias de bloco apresentaram grande variabilidade, que pode estar relacionada ao aumento sistemático de OCA_{dif} . Segundo Newland (1989), esta variabilidade decorre das reflexões radiativas ocasionadas pelas nuvens e por obstáculos físicos que afetam as medidas nos períodos de transição (dia-noite/noite-dia), quando o Sol não está totalmente obscurecido pelo horizonte.

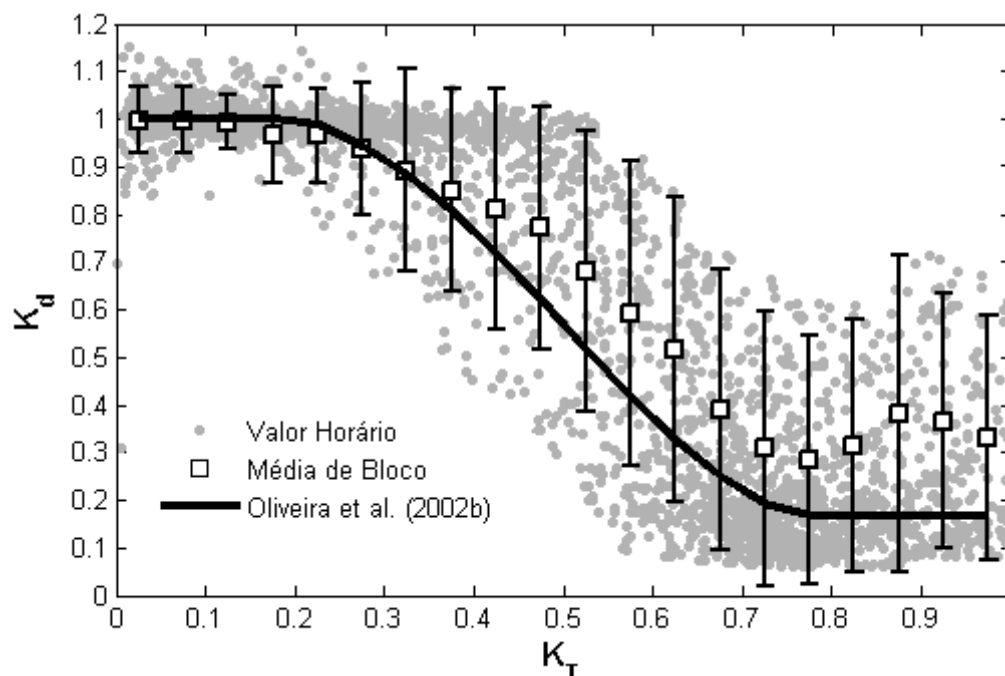


Figura – 5.15. Dispersão entre as frações médias horárias de K_d e K_T obtidas com as medidas coletadas no LabMiM entre os meses de setembro/2011 e fevereiro/2012. Os símbolos representam: círculos em cinza (médias de 30 minutos); quadrados brancos (médias de bloco igualmente espaçadas centradas em K_T para cada intervalo de 0,025); linha contínua em preto (modelo proposto por Oliveira et al. (2002b)).

O modelo polinomial proposto por Oliveira et al. (2002b) para a RMSP está contido na variabilidade das estimativas de OCA_{dif} , porém não representativo para RMRJ. As discrepâncias presentes podem estar associadas ao curto período de amostragem, que não é suficiente para caracterizar o comportamento da radiação difusa na RMRJ.

A OCA é a principal fonte de energia do sistema superfície-atmosfera e diversos algoritmos numéricos são utilizados para prever a sua evolução espaço-temporal em superfície (White et al., 1978). Geralmente, estes algoritmos são validados com medidas experimentais pontuais e o número de estações de monitoramento radiométrico existentes em regiões tropicais ainda é inexpressivo. Para verificar se medidas pontuais de OCA são representativas de uma extensa área da RMRJ, a correlação entre as diferentes estações do INMET será avaliada.

A metodologia empregada nas análises de correlação foi proposta por Barnett et al. (1998). Primeiramente, todas as séries temporais de OCA foram inspecionadas visualmente para remoção dos períodos de dados faltantes das análises. Apenas as medidas horárias coletadas entre 8h e 16h, em dias de céu claro ($K_T \geq 0,67$), foram selecionadas para evitar as influências dos horários de transição e de forte nebulosidade. De acordo com Long e Ackerman (1995) o ciclo diurno deve ser removido das medidas de OCA para não contaminar as estimativas da correlação. Por exemplo, a correlação das séries temporais para RMRJ, em condições de céu claro e sem remoção do ciclo diurno foram superiores a 90%.

Neste estudo, o ciclo diurno para cada estação (C_d) foi estimado com base na média horária mensal do conjunto de estações para todo período de dados, da seguinte forma (Barnett et al., 1998):

$$C_d(t) = \frac{\sum_{i=1, d=1}^{N, D} OCA(i, d, t)}{ND} \quad (52)$$

sendo i o número da estação (Tabela 4.1), d o dia do mês, t a hora do dia, $N=5$ é o número total de estações e D o número de dias no mês. O ciclo diurno médio é removido das séries temporais, e o campo normalizado de OCA (OCA_{norm}) para cada estação de superfície obtido por:

$$OCA_{norm}(i, d, t) = \frac{OCA(i, d, t) - C_d(t)}{C_d(t)} \quad (53)$$

Assim, as séries temporais normalizadas $OCA_{norm}(i, d, t)$ podem ser comparadas não somente entre diferentes dias e estações de superfície, mas também entre diferentes horários do dia. Este procedimento tem a vantagem de acentuar qualquer variabilidade da OCA devido à atenuação da atmosfera e minimizar os efeitos do ciclo diurno (Barnett et al., 1998).

Apesar do espalhamento observado no confronto das estimativas de OCA_{norm} (Fig. 5.16), as correlações entre todas estações são positivas. Os valores de OCA_{norm} ficaram entre $\pm 0,25$, indicando pouca variabilidade espacial na quantidade total horária de radiação incidente em superfície. Todas as estações de medidas estão inseridas numa área da RMRJ com raio de até 60 km. Nesta área, os coeficientes de correlação não apresentaram nenhuma tendência de diminuição em função da distância (Fig. 5.17), contrário aos resultados obtidos por Barnett et al. (1998) e Long e Ackerman (1995). Os valores dos coeficientes de correlação ficaram em torno de 0,4, inferiores as correlações obtidas por Barnett et al. (1998) para distâncias equivalentes a 60 km e escala temporal de 60 min.

A não-estacionariedade das séries temporais, mesmo com a remoção dos dias nublados e do ciclo diurno, afeta as estimativas de correlação. Outros fatores como influências das características atmosféricas locais do ponto de medida (concentração de vapor de água e de outros constituintes), condições topográficas e obstáculos físicos, escala temporal das medidas, instalações inadequadas e erros instrumentais, também são determinantes para redução do coeficiente de correlação. Portanto, validar resultados simulados numericamente para uma extensa área com medidas pontuais requer uma análise criteriosa e deve ser utilizada com cautela. Ressalta-se, que os resultados encontrados (Figs. (5.16) e (5.17)) mostram a ausência da correlação entre as estações automáticas do INMET, devido a remoção do ciclo diurno.

Uma vez investigada a distribuição espaço-temporal da OCA sobre a RMRJ, na próxima seção será explorado o comportamento das demais componentes do balanço de radiação.

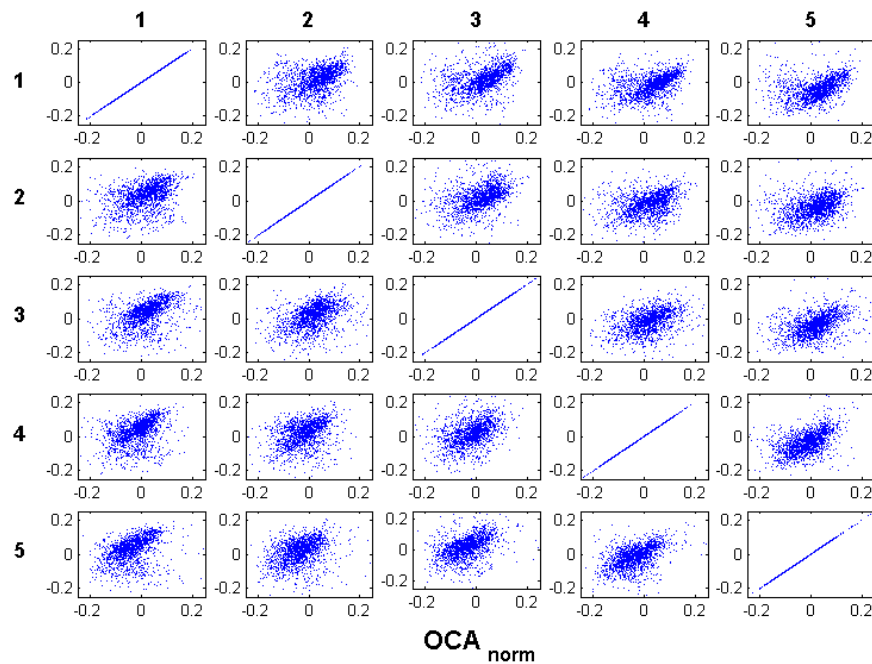


Figura - 5.16. Correlações das medidas horárias de OCA normalizadas, coletadas em diferentes pontos da RMRJ. Os números nos eixos superior e lateral esquerdo das figuras representam as seguintes estações do INMET: (1) Copacabana; (2) Deodoro; (3) Jacarepaguá; (4) Seropédica; (5) Xerém.

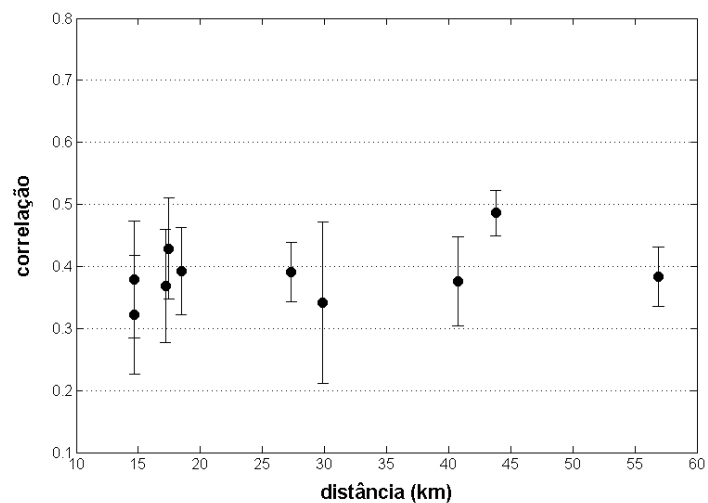


Figura - 5.17. Correlações das medidas horárias de OCA_{norm} em função da distância (km) entre as estações.

5.3 Balanço de Radiação da RMRJ

Nesta seção será discutido o ciclo diurno médio, a cada 30 minutos, das componentes do BRS a partir das medidas coletadas no LabMiM, entre os meses de novembro de 2010 e fevereiro de 2012. Maiores detalhes no Capítulo 3.

A evolução temporal do BRS para todo o período é apresentada na Fig. (5.18). Durante o período diurno R_n é modulado pela OCA com valores máximos de $549,7 \text{ W m}^{-2}$ por volta das 12h. As componentes OLS e OLA atingem valores máximos em torno das 14h, em resposta ao princípio da Lei de Stefan-Boltzmann (Liou, 2002). A OCR é da ordem de 11% da OCA . A OLS é superior a OLA durante todo o período. À noite a fonte solar cessa, OLS é o termo dominante em R_n e representa o resfriamento da superfície devido a perda radiativa. Os balanços de ondas curta e longa correspondem a 87% e 13% de R_n , respectivamente. A grande variabilidade dos valores de OCA está relacionada às condições de nebulosidade e aos processos de atenuação, decorrentes das influências da concentração de vapor de água e dos aerossóis atmosféricos, que contribuem na absorção e no espalhamento da radiação de onda curta (Iqbal, 1983).

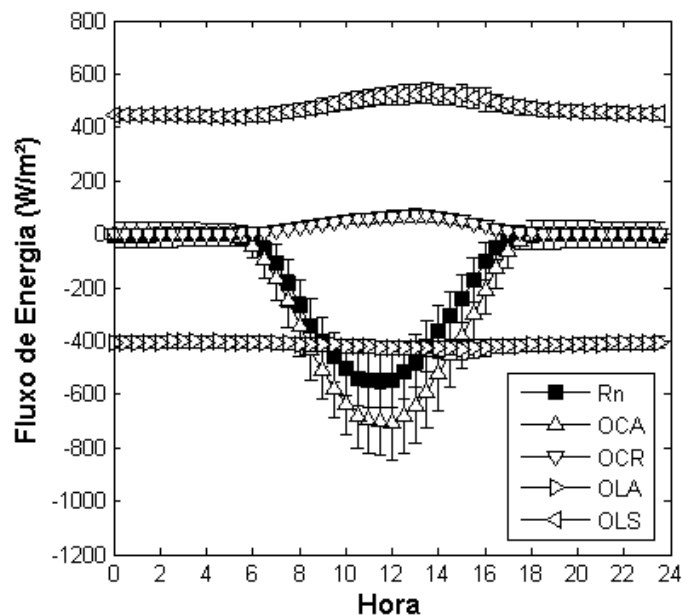


Figura – 5.18. Evolução horária das componentes do BRS medidos na Plataforma Radiométrica do LabMiM. R_n é o saldo de radiação líquida, OCA é a radiação de onda curta incidente, OCR é a radiação de onda curta refletida pela superfície, OLA é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e OLS é a radiação de onda longa emitida pela superfície. As barras verticais indicam o desvio padrão.

Para minimizar os efeitos da condição de nebulosidade nas estimativas do BRS, considerou apenas os horários onde $K_T \geq 0,65$ (Fig. 5.19). O ciclo diurno médio das componentes do BRS concorda com o discutido na Fig. (5.20) em relação aos horários de ocorrência dos máximos e mínimos. A variabilidade das estimativas de OCA continuou elevada em virtude da sua sazonalidade, e o valor máximo para condição de céu claro superou o período total em 200 W m^{-2} .

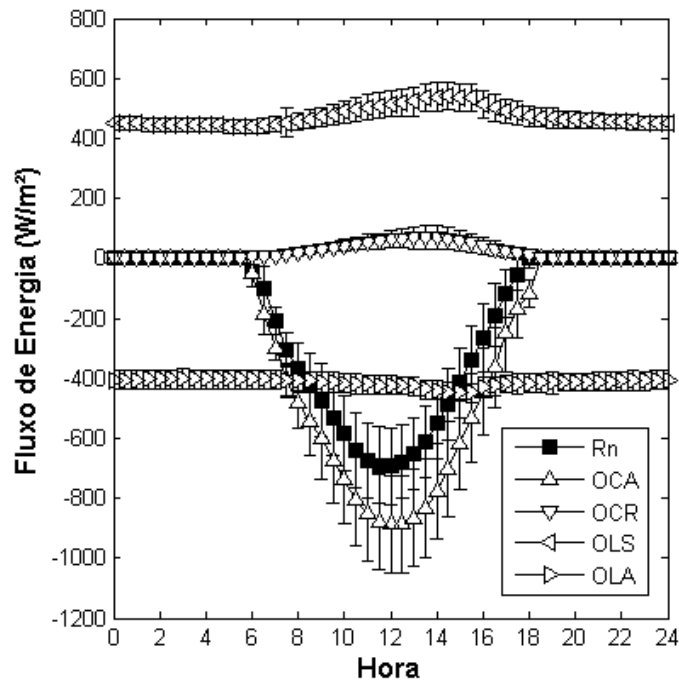


Figura – 5.19. Evolução horária das componentes do BRS medidos na Plataforma Radiométrica do LabMiM para a condição de céu claro. R_n é o saldo de radiação líquida, OCA é a radiação de onda curta incidente, OCR é a radiação de onda curta refletida pela superfície, OLA é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e OLS é a radiação de onda longa emitida pela superfície. As barras verticais indicam o desvio padrão.

O comportamento das componentes do BRS sobre a RMRJ tem características similares as encontradas por Ferreira et al. (2011) para a RMSP, com exceção da OCR cujo máximo ocorre em torno das 13h. Isto demonstra que as características da superfície urbana são complexas tanto em sua constituição quanto a forma geométrica. Como a OCA , o albedo da superfície (r) desempenha um papel fundamental nas condições microclimáticas locais (Oke, 1987). A determinação de um valor preciso do albedo é importante para a avaliação da insolação sobre áreas urbanas e em estudos do equilíbrio térmico na atmosfera. Dentre os fatores que influenciam diretamente este comportamento estão o ângulo zenital solar, a variabilidade da nebulosidade, e o tipo de cobertura, umidade e a geometria da superfície terrestre (Muneer, 2004).

Para ângulos zenitais maiores, ou seja, próximos do pôr do Sol, o albedo aumenta de forma significativa. Este comportamento está associado à complexidade topográfica e aos obstáculos físicos das edificações no local de instalação do sensor. Com respeito às propriedades reflexivas, observa-se que a superfície não é especular, mas sim difusiva. Isto demonstra que a reflexão da radiação solar dar-se de forma anisotrópica entre 8h e 15h, sendo especular entre os intervalos 6h e 8h e 15h e 17h (Kondratyev, 1969; Iqbal, 1983).

A evolução temporal do albedo é inversamente proporcional a *OCA* (Fig. 5.20), ou seja, valores baixos de albedo implicam em maior quantidade de energia radiante absorvida pela superfície. O albedo médio anual para a RMRJ foi de $0,11 \pm 0,01$, semelhante ao 0,10 encontrado por Ferreira et al. (2011) para a RMSP.

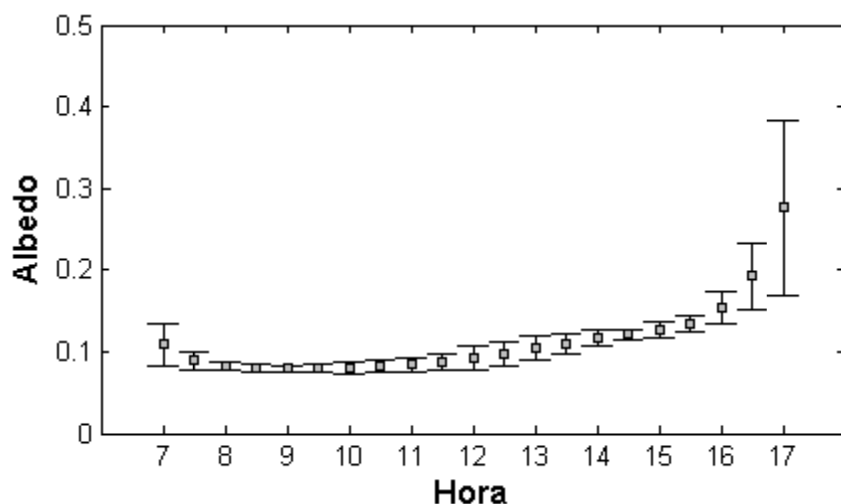


Figura - 5.20. Evolução temporal média horária do albedo da superfície. Os quadrados representam as médias de 30 minutos e as barras verticais seus respectivos desvios-padrão.

5.4 Modelagem e estimativa da componente *OCA*

Com o intuito de avaliar o desempenho da proposta para as estimativas de *OCA* mencionada no Capítulo 2, consideraram-se dias de céu claro ($K_T \geq 0,67$) do período de novembro de 2010 até fevereiro de 2012. A *OCA* foi estimada com base no modelo descrito por Monteith e Unsworth (2008), gerando estimativas das médias horárias de *OCA* e confrontadas com as médias horárias de *OCA* medidas no LabMiM. Por fim, as estimativas de *OCA* obtidas a partir da parametrização são comparadas as demais estações automáticas do INMET presentes na RMRJ.

A parametrização empregada utiliza a pressão atmosférica p , como variável meteorológica de entrada, assim como as variáveis astronômicas descritas no capítulo 2. O período simulado pelo modelo corresponde à data inicial de operação da mini-estação WXT-520 até fevereiro de 2012. Em razão disto, a comparação entre as estimativas de *OCA* foi realizada com as medidas coletadas pelo piranômetro PSP da Eppley.

Na Figura (5.21) encontram-se as estimativas horárias de *OCA* (ajustadas às condições termodinâmicas da RMRJ) confrontadas com aquelas coletadas na plataforma radiométrica do LabMiM.

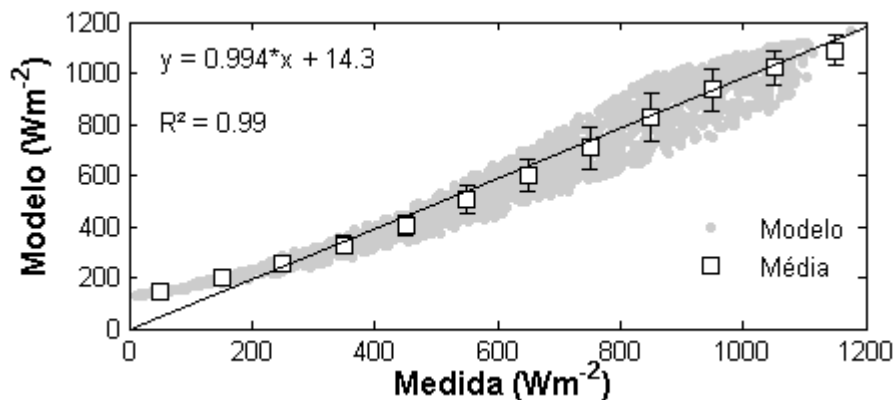


Figura - 5.21. Componente *OCA* do BRS, medida e estimada pelo modelo ajustado. Os círculos em cinza representam os valores médios para cada 30 minutos, os quadrados em branco são as médias dos modelos para intervalos de 100 Wm^{-2} de *OCA* e as barras verticais seus respectivos desvios.

O comportamento da *OCA* estimado com base no modelo descrito por Monteith e Unsworth (2008) (Eqs. 34-37), sendo os coeficientes de ajuste determinados por regressão linear. O modelo ajustado representou adequadamente as observações, com coeficiente $R^2 = 0,99$ (Fig. 5.21). A superestimação das estimativas de *OCA* para valores inferiores a 200 Wm^{-2} pode estar associada à fração difusa da radiação solar devido ao aumento do caminho ótico nos períodos de transição (Liou, 2002). Isto é exemplificado na Fig. (5.22), a qual mostra a evolução horária das estimativas e medidas da *OCA* ao longo do período diurno.

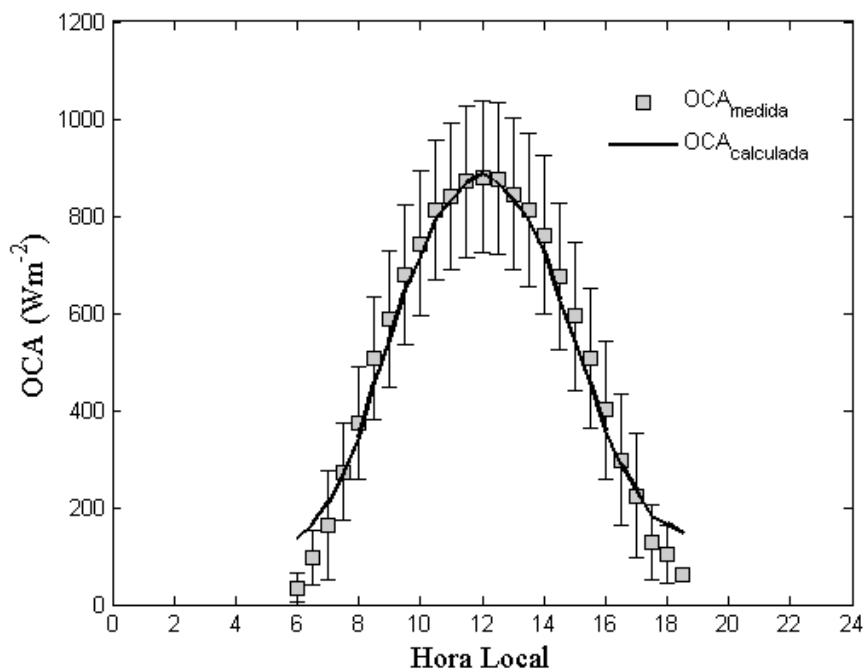


Figura - 5.22. Evolução temporal média horária das estimativas de *OCA*. Os quadrados em cinza representam as médias de 30 minutos dos valores medidos, as barras verticais seus respectivos desvios-padrão e a linha contínua a modelagem de *OCA* para a RMRJ.

De acordo com Iqbal (1983), comparar graficamente as estimativas de radiação com medidas pontuais não é suficiente para comprovar a acurácia dos modelos, sendo necessário utilizar outros parâmetros estatísticos como erro médio absoluto (EMA) e do coeficiente de correlação (R).

Mesmo com uma baixa tendência de subestimação (EMA igual -2,35), o modelo mostrou-se adequado em simular a *OCA* dentro da variabilidade encontrada na RMRJ (R = 0,994) (Fig. 5.21).

6. CONCLUSÕES E SUGESTOES

Neste trabalho a evolução temporal das componentes do BRS sobre a RMRJ foi investigada a partir da análise das medidas de superfície coletadas na plataforma radiométrica do LabMiM, entre os meses de novembro/2010 a fevereiro/2012, e pelas estações automáticas do INMET, entre os anos de 2008 e 2011.

Primeiramente, caracterizaram-se as condições microclimáticas observadas na RMRJ. Campos termodinâmicos similares derivados das medidas do INMET foram agrupados em três microclimas distintos, definidos como: litorâneo, urbano e suburbano. O litorâneo representa medidas coletadas em uma área próxima ao oceano (Copacabana); o urbano as áreas internas da RMRJ com grande densidade demográfica e predominância de edificações (Deodoro e Jacarepaguá); e suburbano as áreas fronteiriças com extensa cobertura vegetal (Seropédica e Xerém). A RMRJ possui características de uma região (sub)tropical úmida, com um regime sazonal bem definido entre verões quentes e úmidos, e invernos frios e secos. A temperatura média do ar é de 25 °C e a precipitação acumulada atinge, em média, 1200 mm ano⁻¹.

Dentre os microclimas estudados, o litorâneo apresentou a menor amplitude térmica e pequena variação da umidade específica ao longo do dia. O microclima urbano é caracterizado por elevada amplitude térmica e pelo secamento da CLS durante o período diurno. Em comparação ao microclima suburbano, o urbano demonstrou um aquecimento mais pronunciado nas primeiras horas da manhã, confirmando a ocorrência da ilha de calor diurna, como observado por Marques Filho et al. (2009). O sítio experimental em que está localizada a plataforma radiométrica do LabMiM apresentou características termodinâmicas representativas de um ambiente urbano.

A *OCA* média mensal mostrou um regime sazonal bem definido com máximos (mínimos) em torno de 20 MJm⁻² (12 MJm⁻²) nos meses de verão (inverno), sem diferenças significativas entre os pontos de coleta de dados. Nos meses de verão a concentração de

vapor de água na atmosfera é maior e a diferença entre R_{Top} e OCA é da ordem de 22 MJm^{-2} . As médias mensais obtidas possuem ordem de grandeza similares as encontradas por Oliveira et al. (2002c) para a RMSP.

As condições de cobertura do céu foram determinadas em base no índice K_T , que apresentaram distribuições praticamente uniformes para $0,2 < K_T < 0,6$, e a moda está entre as classes $0,60 \leq K_T \leq 0,65$. Em média, os valores de K_T são superiores a 0,6 em 41% das medidas. O mesmo padrão foi observado para as estimativas de K_T obtidas na plataforma radiométrica do LabMiM.

As diferentes condições do céu foram determinadas com base nas variações de OCA , OCA_{dir} e OCA_{dif} em função de K_T e das análises estatísticas (distribuições de frequência relativa, acumulada e do quantil de 75%), o intervalo $0,67 \leq K_T < 1$ foi definido como representativo da condição de céu claro na RMRJ.

Em razão do curto período de amostragem de OCA_{dif} , a variação dos índices K_d e K_T não foram bem representados pelo modelo polinomial proposto por Oliveira et al. (2002b) para a RMSP.

A metodologia proposta por Barnett et al. (1998) foi empregada para calcular os coeficientes de correlação de OCA entre as diferentes estações do INMET. As correlações obtidas com a remoção do ciclo diurno ficaram em torno de 0,4. Isto demonstra que as medidas pontuais devem ser utilizadas com cautela quando extrapoladas para uma extensa área da RMRJ. Entretanto, o domínio dos ciclos sazonal e diário indica a possibilidade da extrapolação da OCA .

A evolução temporal do BRS apresentou um ciclo diurno bem definido, com R_n em torno de 600 Wm^{-2} às 12h. Os balanços de ondas curtas e longas correspondem, respectivamente, 87% e 13% de R_n . Durante todo o período analisado o balanço de onda longa foi positivo, demonstrando a predominância da OLS . A remoção das condições do céu de nublado e parcialmente nublado ($K_T < 0,67$) aumentou a OCA disponível em 200 Wm^{-2} . Com um comportamento anisotrópico, o albedo médio foi igual $0,11 \pm 0,01$, na vizinhança de baixos ângulos zenitais do Sol.

O modelo discutido por Monteith e Unsworth (2008) e ajustado para as condições termodinâmicas da RMRJ reproduziu o comportamento médio horário da OCA medida no LabMiM, com correlação igual a 0,99.

Para prosseguimento deste trabalho, sugere-se:

- caracterizar as componentes do BRS durante o meses de inverno e verão sob as diversas condições de cobertura do céu.

- determinar as estimativas de K_d via relações polinomiais ou sigmoidal em função de K_T a partir de uma amostragem maior de medidas.
- investigar e caracterizar com base nas medidas meteorológicas padrão coletadas pelas estações do INMET e do LabMiM as componentes do balanço hídrico superficial na RMRJ.
- investigar de forma precisa a utilização e o ajuste de modelos semi-empíricos de *OLA*, visando a melhor representatividade da mesma sobre a superfície da RMRJ.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, B., COX, S. K., 1977. Procedures for improving pyrgeometer performance. *Journal Applied Meteorology*, v. 16, 188 - 197.
- ALLEN, R. G., PEREIRA, L. S., RAES, D., SMITH, M., 1998. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requeriments, Rome: FAO, 297p.
- ALVES, L. M., MARENGO, J. A., CAMARGO, JR. H., CASTRO, C., 2005. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos Observacionais. *Rev. Bras. Meteor.* v. 20, n. 3, p. 385-394.
- ARNFIELD, A. J., GRIMMOND, C. S. B., 1998. An urban canyon energy budget model and its application to urban storage heat flux modeling. *Energy Buildings* 27, 61-68.
- ARNFIELD, A.J., 2003. Two decades of Urban Climate Research: A review of Turbulence, Exchanges of Energy an Water, and the Urban Heat Island. *International Journal of Climatology*, vol. 23, p. 1-26.
- ARYA, S. P., 2005. Micrometeorology and atmospheric boundary layer. *Pure and Applied Geophysics*, v.162, p. 1721-1745.
- ASSUNÇÃO, H. F., ESCOBEDO, J. F., OLIVEIRA, A. P., 2007. A new algorithm to estimate sky condition based on 5 minutes-averaged values of clearness index and relative optical air mass. *Theor. Appl. Climatol.* V.90, p. 235–248.
- ATKINSON, B.W., 2003. Numerical Modelling of Urban Heat-Island Intensity. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 109, p. 285-310.
- BAIS, A. F., LUBIN D., 2007. Surface ultraviolet radiation: past, present, an future, Chapter 7 in *Scientific Assesment of Ozone Depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No. 50*, 572 pp., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland.
- BARNETT, T. P., RITCHIE, J., FOAT, J., STOKES, G., 1998. On the Space-Time Scales of the Surface Solar Radiation Field. *Journal of Climate*, v.11, p. 88-96.
- BÁRBARO, W. E., OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., CODATO, G., FERREIRA, M. J., MLAKAR, P., BOŽNAR, M. Z., ESCOBEDO, F. J., 2010: Observational characterization of the downward atmospheric longwave radiation at the surface in the city of São Paulo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- BOLTON, D., 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, v. 108, p.1046-1053.
- BROCK, V. F.; RICHARDSON, J. S., 2001. *Meteorological Measurement Systems*. Oxford: University Press, 290p.
- BRUTSAERT, W. 1975. On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. *Water Resources Research*, v. 11, n. 5, p. 742-744.

- CARDOZO, R. M. M., 2010. Contribuição do balanço de energia sobre superfícies no desenvolvimento de tempestades na região metropolitana do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, COPPE-UFRJ, p. 100.
- CAMPBELL SCIENTIFIC, INC. 2008. CR1000 Measurement and Control System - Operator's Manual. 390p.
- CERMAK, J.E., DAVENPORT, A.G., PLATE, E. J., VIEGAS, D. X., 1975. Wind Climate in Cities, Kluwer Academic Publishers, 1995. 772 pp.
- CHANDLER, T., 1965. The Climate of London. Hutchison, London.
- CODATO, G., OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., ESCOBEDO, J. F., GOMES, E. N., PAI, A. D., 2008. Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast Brazil. Theoretical and Applied Climatology. DOI 10.1007/s00704-007-0326-0.
- COLLARES-PEREIRA M., RABL, A., 1979. The average distribution of solar radiation — correlation between diffuse and hemispherical and between daily and hourly insolation values. Solar Energy v.22, p.155–164.
- CULF, A. D., GASH, J. H. C., 1993. Longwave radiation from clear skies in Niger: a comparison of observations with simple formulas. J. Appl. Meteorol. v. 32, p. 539-547.
- DANIELE, K., DORNELAS, S., DA SILVA, C. L., OLIVEIRA, C. A., 2006. Coeficientes médios da equação de Angström-Prescott, radiação solar e evapotranspiração de referência em Brasília. Pesq. agropec. bras., v.41, n.8, p. 1213-1219.
- DERECZYNSKI, C. P., MACHADO, C. O., 2009. Climatologia da Precipitação no Município do Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 24, p. 24-38.
- DRECHMER, P. A. O., 2005. Comportamento e correção da radiação solar difusa obtida com anel de sombreamento. Programa de Pós Graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Estadual do Oeste do Paraná. Dissertação de Mestrado, p. 86.
- EPPLEY, INC. 2008. Standardization of Eppley precision spectral pyranometer and pyrgeometer. p. 7.
- ERBS, D.G., KLEIN, S.A., DUFFIE, J.A., 1982. Estimation of the diffuse-radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. Solar Energy v.28, p.293–302.
- ESCOBEDO, J. F., GOMES, E. N., OLIVEIRA, Júnior, C. R. F., OLIVEIRA, A. P., SORAES, J., 2007. Estimativa das radiações global, direta e difusa em função do índice de claridade (K_T) e da razão de insolação (n/N). I Congresso Brasileiro de Energia Solar.
- ESCOBEDO, J. F., GOMES, E. N., OLIVEIRA, A. P., SORAES, J., 2008. Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. Applied Energy, v.86, p.299-309.

- FIORIN, D. V., MARTINS, F. R., SCHUCH, N. J., PEREIRA, E. B., 2011. Aplicações de redes neurais e previsões de disponibilidade de recursos energéticos solares. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, v. 33, n. 1, 1309.
- FERREIRA, M. J., OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., CODATO, G., BÁRBARO, E. W., ESCOBEDO, J. F., 2011. Radiation balance at the surface in the city of São Paulo, Brazil: diurnal and seasonal variations. *Theor Appl Climatol*. DOI 10.1007/s00704-011-0480-2.
- GUERRA, A. J. T. (Org.), 2003. *A Questão Ambiental - Diferentes Abordagens*. 1ª ed. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil LTDA, v. 1, 248 p.
- GRIMMOND, C.S.B., ROTH, M., OKE, T.R., AU, Y.C., BEST, M., R. BETTS., CARMICHAEL, G., CLEUGH, H., DABBERDT, W. R., EMMANUEL, E. FREITAS., FORTUNIAK, K., HANNA, S., KLEIN, P., KALKSTEIN, L.S., LIU, C.H., VOOGT, J., 2010. Climate and More Sustainable Cities: Climate Information for Improved Planning and Management of Cities (Producers/Capabilities Perspective), *Procedia Environmental Sciences I*, Elsevier, p. 247–274.
- HARMAN, I.N., 2003. The energy Balance of urban areas. 157 p. Tese de Doutorado (Philosophy), University of Reading.
- HENDERSON-SELLERS, A., WILSON, M. F., 1983. Surface albedo data for climatic modeling. *Reviews of Geophysics*, 21, 1743-1778.
- HUANG, L., LI, J., ZHAO, D., ZHU, J., 2008. A fieldwork study on the diurnal changes of urban microclimate in four types of ground cover and urban heat island of Nanjung, China. *Building and Environment*, 43, 7-17.
- IBGE, 2010. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Portal Cidades (<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/default.php>).
- Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007. *Contribution of Working Group I*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 996 p.
- IQBAL, M., 1983. *An introduction to solar radiation*, Toronto: Academic Press. 390p.
- IRIBARNE, J. V., GODSON, W. L., 1981. *Atmospheric Thermodynamics*. Springer: 2nd edition. 278p.
- JACOVIDES, C.P., HADJIOANNOU, L., PASHIARDIS, S., STEFANO, L. 1996. On the diffuse fraction of daily and monthly global radiation for the island Cyprus. *Solar Energy*, Nicosia, Cyprus, v. 56, n.6, p. 565-572.
- JÁUREGUI, E., 1997. Heat island development in Mexico City. *Atmospheric Environment*, in press.
- JÁUREGUI, E., LUYANDO, E., 1999. Global radiation attenuation by air pollution and its effects on thermal climate in Mexico City. *Int. J. Climatol*. 19: 683-694. DOI: 10.1002/(SICI) 1097-0088(199905).
- KALNAY, E.; CAI, M., 2003. Impact of urbanization and land-use change on climate.

Nature. vol. 423, p. 528-531

- KARAM, H. A., PEREIRA-FILHO, A. J. , MASON, V., NIOLHAN, J., MARQUES FILHO, E. P., 2009. Formulation of tropical town energy budget (t-TEB) scheme. *Theor. Appl. Climatol.*, 100,1-10.
- KIPP & ZONEN, 2002. Instruction Manual of CNR1 Net Radiometer. Manual Version: 0706. 46p.
- KONDRATYEV, YA. K., 1969. Radiation in atmosphere. Academic Press.
- KOTTEK, M., GRIESER, J., BECK, C., RUDOLF, B., RUBEL, F., 2006: World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, 15, 259-263. DOI: 10.1127/0941-2948/2006/0130.
- LARSEN N. F., STAMNES K., 2005. Use of shadows to retrieve water vapor in hazy atmospheres. *Applied Optics*, v.44, p. 6986-94.
- LI, Z., 1998. Influence of Absorbing Aerosols on the Inference of Solar Surface Radiation Budget and Cloud Absorption. *Journal of Climate*, v. 11, p. 5-17.
- LIANG, S., 2001. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, v.76, p.213-238.
- LIU, K. N., 2002. An Introduction to Atmospheric Radiation Second Edition. Academic Press. 583p.
- LIU, B. Y. H., JORDAN, R. C., 1960. The Interrelationship and Characteristic Distribution of Direct, Diffuse and Total Solar Radiation. *Solar Energy*, Washinton, v. 4, n. 3, p.1-19.
- LONG, C.N., ACKERMAN, T. P., 1995. Surface measurements of solar irradiance: A study espatial correlation between simultaneous measurements at separated sites. *J. App. Meteorol.* v. 34, p. 1039-1046.
- MARCIOTTO, E. R., OLIVEIRA, A. P., HANNA, S. R. 2010. Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme. *Building and Environment*, v. 45, p. 2497 – 2505.
- MARQUES FILHO, E. P. M; KARAM, H. A.; MIRANDA, A. G.; FRANÇA, J.R. A., 2009. Rio de Janeiro's Tropical Urban Climate. *International Association for Urban Climate (IAUC)*, 32.
- MASSON, V., 2000. A Physically-Based Scheme for the Urban Energy Budget in Atmospheric Models, Toulouse- France, *Boundary Layer Meteorology*, 94, 357-397.
- MELO, J. M. D., 1993. Desenvolvimento de um sistema para medir simultaneamente radiações global, difusa e direta. Botucatu-SP. 129p. Tese (Doutorado/Energia na Agricultura) - Faculdade de Ciências Agrônômicas, Universidade Estadual Paulista.
- MILLS, G., 2004. The Urban Canopy Layer Heat Island. *IAUC Teaching Resources*. Available at URL: <http://www.urban-climate.org/>

- MONTÁLVEZ, J.P.; RODRIGUÉZ, A.; JIMÉNEZ, J.I., 2000. A study of the urban heat island of Granada. *International Journal of Climatology*, v. 20, n. 8, p. 899-911.
- MONTHEIT, J. L., UNSWORTH, M. H., 2008. *Principles of Environmental Physics* 3rd Edition, Oxford: Academic Press, p.420
- MORRIS, C.J.G.; SIMMONDS, I., 2000. Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. *International Journal of Climatology*, v. 20, n. 15, p. 1931-1954.
- MUNEER, T., 2004. *Solar radiation and daylight models* 2nd edition, Amsterdam. Elsevier, p. 390.
- NOBRE, C., 1998. Mudanças Climáticas e o Brasil – Contextualização. *Parcerias Estratégicas*, Brasília, DF, v. 17, p. 7-17.
- NEWLAND, F. J., 1989. A study of solar radiation modes for the coastal region of South China. *Solar Energy* v.43, p. 227–235.
- NKEMDIRIM, L. C., 1972. A note on the albedo of surfaces. *Journal of Applied Meteorology*, v. 11, n. 5, p. 867-874.
- OLIVEIRA, A. P., ESCOBEDO, J. F., FATTORI, A. P., SOARES, J., SANTOS, P. M., 1996. Medidas de Radiação Solar na Cidade de São Paulo: Calibração de Piranômetros e Aplicações Meteorológicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol.14(2).
- OLIVEIRA, A. P., MACHADO, J. A., ESCOBEDO, J. F., SOARES, J. Correlation models of diffuse solar-radiation applied to the city of São Paulo, Brazil, 2002a. *Applied Energy*. Vol. 71, 59-73.
- OLIVEIRA, A. P., MACHADO, J. A., ESCOBEDO, J. F., SOARES, J., 2002b. New Shadow-Ring device for Measuring Diffuse Solar Radiation at the Surface. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. Vol. 19, 698-708.
- OLIVEIRA, A. P., MACHADO, J. A., ESCOBEDO, J. F., SOARES, J. Diurnal evolution of solar radiation at the surface in the city of São Paulo: seasonal variation and modeling, 2002c. *Theoretical and Applied Climatology*. Vol. 71, 231-249.
- OKE, T. R., 1987. *Boundary Layer Climates*. London: Routledge. 435p.
- ONU (report), 2010. *World urbanization Prospect. The 2010 Revision*. Department on Economic and Social Affairs. Disponível em: http://www.un.org/esa/population/publications/wup2010/2010WUP_Highlights_web.pdf
- PETTY, GRANT W., 2006: *A first course in atmospheric radiation*. Madison, Wisconsin: Sundog Publishing, 459 p.
- PEREIRA, A. R., ANGELOCCI, L. R., SENTELHAS, P. C., 2002. *Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas*. Guaíba: Agropecuária, 478p.

- PEREIRA FILHO, A. J., SANTOS, C. C., 2006. Modeling a densely urbanized watershed with an artificial neural network, weather radar and telemetric data. *Journal of Hydrology, Holanda*, v. 317, n. 1-2, p. 31-48.
- PEREIRA FILHO, A. J., HAAS, R., 2003: Hydrometeorological Analysis of Flash Floods in Tropical Urban Environments and their Societal Impacts. In: 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Wellington. Boston: AMS.
- PIOVESAN, F. C., 2008. Telemetria aplicada na mecanização agrícola utilizando o datalogger CR 1000. Monografia, p.58. UFSM-RS.
- PRATA, A. J., 1996. A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 122, 1127-1158
- PRJ, 2012. Prefeitura do Rio de Janeiro. Secretaria Municipal do Meio Ambiente. (<http://www.rio.rj.gov.br/web/smac/exibeconteudo?article-id=2367969>)
- REINDL, D. T., BECKMAN, W. A., DUFFIE, J. A., 1990. Diffuse Fraction Correlations. *Solar Energy, USA*, v. 45, n.1, p. 1-7.
- SALDIVA, P., 2005. Entrevistas: Em busca do ar perdido (09/08/2005) entrevistador: Eduardo Geraque, Agência FAPESP http://www.agencia.fapesp.br/boletim_dentro.php?id=4147).
- SANTOS, U. P., TERRA FILHO, M., LIN, C. A., PEREIRA, L. A. A., VIEIRA, T. C., SALDIVA, P. H. N., BRAGA, A. L. F., 2008. Cardiac Arrhythmia Emergency Room Visits and Environmental Air Pollution in São Paulo, Brazil. *Journal of Epidemiology and Community Health*, v. 62, p. 267-272.
- SEINFELD, J. H., PANDIS, S. N., 2006. Atmospheric Chemistry and Physics – from Air Pollution to Climate Change. 2nd Edition. p.1225.
- SCOLAR, J., MARTINS, D., ESCOBEDO, J. F., 2003. Estimativa da irradiação total sobre uma superfície inclinada a partir da irradiação global na horizontal. *Revista Brasileira de Geofísica*, v.21, p.249-258.
- SOARES J., A. P. OLIVEIRA, M. Z. BOZNAR, P. MLAKAR, J. F. ESCOBEDO AND A. J. MACHADO, 2004. Modeling hourly diffuse solar radiation in the city of São Paulo using neural network technique. *Applied Energy*. 79, 201-14.
- SOLER, A., 1988. The dependence on solar elevation of the correlation between monthly average hourly diffuse and global radiation. *Solar Energy*, v. 41,n.4, p. 335-340.
- SOUZA, A. P., ESCOBEDO, J. F., PAI, A. D., GOMES, E. N., 2010. Estimativa da radiação global incidente em superfícies inclinadas por modelos isotrópicos e índice de claridade. *Pesq. agropec. bras.*, Brasília, v.45, n.4, p. 339-350.
- STANHILL G., KALMA J. D., 1995. Solar dimming and urban heating at Hong Kong. *Int. J. Climatol.* 15: 933-941. DOI: 10.1002/joc.3370150807.

- STULL, R. B., 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer, Boston. 662 p.
- SWINBANK, W. C. Long-Wave Radiation from clear skies. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 89, n. 381, p. 339-348, July. 1963.
- TAHA, H., 1997. Urbans Climates and Heat Islands: albedo, evapotranspiration and anthropogenic heat. Energy and Buildings. 25, 99-103
- VAISALA, 2008. Vaisala Weather Transmitter (User's Guide). p. 170.
- VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. Meteorologia Básica e Aplicações. Viçosa: impr. univ., 1991. 449p.
- VICKERS, D.; MAHRT. L., 1997. Quality control an flux sampling problems for tower and aircraft data. J. Atmos. Oceanic Technol; v.14, p.512-526.
- WILKS, D. S., 2006. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. International Geophysics Series 2nd, 648 pp.
- WINGAARD, J. C., 1992. Atmospheric Turbulence. Annu. Rev. Fluid Mech. v. 24, p.205-233.
- WHITE J. M., EATON F. D., AUER A. H., 1978. The net radiation balance of the St. Louis metropolitan area. J. Appl. Meteor. 17: 593-599. DOI: 10.1175/1520-0450(1978)017.