

# Modelagem da Distribuição da Irradiância Solar sobre Topografia Complexa

José Luis Flores Rojas

DISSERTAÇÃO APRESENTADA  
AO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA  
DO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
PARA  
OBTENÇÃO DO TÍTULO  
DE  
MESTRE EM CIÊNCIAS

Programa: Pós-graduação em Meteorologia PPGM do IGEO-UFRJ

Orientador: Prof. Dr. Hugo Abi Karam

Durante o desenvolvimento deste trabalho o autor recebeu auxílio financeiro da CAPES

Rio de Janeiro, Novembro de 2012

# Modelagem da Distribuição da Irradiância Solar sobre Topografia Complexa

Esta dissertação trata-se da versão original  
do aluno José Luis Flores Rojas.

# Modelagem da Distribuição da Irradiância Solar sobre Topografia Complexa

Esta dissertação contém as correções e alterações sugeridas pela Comissão Julgadora durante a defesa realizada por José Luis Flores Rojas em 06/Nov/2012.

O original encontra-se disponível na Biblioteca do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Comissão Julgadora:

- Prof. Dr. Hugo Abi Karam (orientador) - IGEO-UFRJ
- Prof. Dr. Edson Pereira Marques Filho - IGEO-UFRJ
- Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho - IAG-USP

# Agradecimentos

Agradeço ao Professor Dr. Hugo Abi Karam, pela confiança no meu trabalho, pela orientação desde o início do mestrado, pelas palavras sempre positivas e construtivas e pela estrutura física e científica que oferece que vai além dos limites do Programa da Pós-Graduação em Meteorologia da UFRJ.

Ao Professor. Dr. Edson Pereira Marques Filho, pelas importantes discussões em relação a questões micrometeorológicas e por disponibilizar os dados de irradiância global e difusa utilizados no presente trabalho.

A todos os professores do Programa da Pós-Graduação em Meteorologia da UFRJ, por compartilhar seus valiosos conhecimentos.

Aos meus pais, Roberto e Elena, pela compreensão e apoio emocional e as minhas filhas Jessica e Xica por serem a maior motivação para seguir adiante.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de Mestrado concedida no período da pesquisa e a Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).



# Resumo

A presente dissertação implementa e otimiza três modelos físicos parametrizados que predizem as componentes minuto a minuto da irradiância solar de onda curta (direta, difusa e global) incidentes em superfícies horizontais para condições de céu claro numa estação localizada na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ), Brazil (MARJ) ( $22^{\circ}51'27''\text{S}$ ,  $43^{\circ}13'58''\text{W}$ ). Para otimizar os modelos de irradiância solar foi implementado o método de minimização multidimensional de Força Bruta que minimiza as diferenças entre os dados de irradiância medidos e simulados (global, direta e difusa), expressa por diferentes funções custo. Como resultado deste processo foi obtido um conjunto de valores eficazes dos parâmetros radiativos dos aerossóis e da superfície, para diferentes períodos sazonais. Além disso, foi analisada a possibilidade de se utilizar os métodos de otimização para recuperar um conjunto de valores eficazes diários e horários dos parâmetros associados à turbidez, espalhamento atmosférico e radiativos da superfície. A análise estatística permitiu mostrar a significância da variação sazonal e diária dos parâmetros, o que implica a inadequação de assumir-se valores constantes aos parâmetros radiativos atmosféricos quando eles são usados como entradas de modelos de irradiância solar. Finalmente, os modelos calibrados das componentes da irradiância solar em superfícies horizontais foram aplicados na produção de um modelo de distribuição radiativo sobre topografia complexa, representada por um modelo de elevação digital.

**Palavras-chave:** Transmitâncias solares, Radiação solar atmosférica, Irradiâncias direta, difusa e global, Modelos parametrizados de irradiância solar, Coeficientes de turbidez atmosféricos, Terreno complexo.



# Abstract

The main goal of this work is to implement and optimize three parameterized broadband solar irradiance models based on synoptic information, in order to forecast the one-minute components of short-wave solar irradiance (direct, diffuse and global) for clear sky conditions, incidents on a horizontal surface in the Metropolitan Area of Rio de Janeiro, Brazil (MARJ) ( $22^{\circ}51'27''\text{S}$ ,  $43^{\circ}13'58''\text{W}$ ). For the optimization process was implemented the Brute Force multidimensional optimization method, in order to minimize the difference between the measured and simulated irradiance data (global, direct and diffuse), expressed as cost functions. As a result of this process were obtained a set of effective broadband atmospheric turbidity and surface radiative parameters for different seasonal periods and for the whole period of measurements. In addition, it is analysed the possibility to use the optimization methods in order to retrieve an effective broadband daily and hourly values for atmospheric turbidity and surface parameters. The statistical analysis of these parameters showed a significant daily, seasonal and hourly variation, highlighting the inconvenience of assuming constant values when they are used as inputs in solar irradiance models. Finally, calibrated solar irradiance models on horizontal surfaces were used to model the distribution of solar irradiance components over complex topography using digital elevation models.

**Keywords:** Atmospheric transmittances, Solar radiation, Broadband parameterized solar irradiance, Direct, diffuse and global irradiances, Atmospheric turbidity parameters, Complex terrain.



# Sumário

<b>Lista de Abreviaturas</b>	<b>ix</b>
<b>Lista de Símbolos</b>	<b>xi</b>
<b>Lista de Figuras</b>	<b>xiii</b>
<b>Lista de Tabelas</b>	<b>xix</b>
<b>1 Introdução</b>	<b>1</b>
1.1 Considerações Preliminares . . . . .	9
1.2 Objetivos . . . . .	11
1.3 Contribuições . . . . .	12
1.4 Organização do Trabalho . . . . .	13
<b>2 Conceitos da Interação Radiação-Atmosfera-Superfície</b>	<b>15</b>
2.1 Relações Astronômicas Terra-Sol . . . . .	15
2.1.1 Distância Terra-Sol . . . . .	15
2.1.2 Declinação Solar . . . . .	16
2.1.3 Equação do tempo . . . . .	16
2.1.4 Posição do Sol em relação a superfícies horizontais . . . . .	18
2.1.5 Posição do sol em relação a superfícies inclinadas . . . . .	21
2.2 Estrutura vertical média da atmosfera . . . . .	22
2.3 Balanço de energia superficial . . . . .	24
2.4 Balanço de radiação superficial . . . . .	25
2.5 Transferência radiativa na atmosfera . . . . .	27
2.5.1 Modelos de transferência radiativa na atmosfera . . . . .	27
<b>3 Metodologia</b>	<b>35</b>
3.1 Local de observação . . . . .	35
3.2 Medição dos fluxos radiativos na superfície . . . . .	36
3.3 Modelos parametrizados de Irradiância Solar . . . . .	40
3.3.1 Parametrização IQA . . . . .	42
3.3.2 Parametrização IQB . . . . .	45
3.3.3 Parametrização IQC . . . . .	47
3.4 Otimização e validação das parametrizações . . . . .	49
3.4.1 Método de Otimização de Forza Bruta . . . . .	51

3.5	Verificação Estatística das Simulações . . . . .	52
3.5.1	Regressão Padrão . . . . .	53
3.5.2	Coefficientes adimensionais . . . . .	53
3.5.3	Índices de erro . . . . .	54
3.6	Recuperação dos parâmetros atmosféricos e de superfície . . . . .	55
3.7	Os satélites TERRA e AQUA e o sensor MODIS . . . . .	57
<b>4</b>	<b>Resultados</b>	<b>59</b>
4.1	Variáveis meteorológicas obtidas com o sensor MODIS . . . . .	59
4.2	Medições das componentes da irradiância solar . . . . .	61
4.3	Resultados da otimização dos modelos de irradiância solar . . . . .	64
4.3.1	Otimização dos modelos de irradiância global . . . . .	64
4.3.2	Otimização dos modelos de irradiâncias global, direta e difusa . . . . .	67
4.4	Validação dos modelos . . . . .	70
4.4.1	Modelos de irradiância global . . . . .	70
4.4.2	Modelos de irradiância global, direta e difusa . . . . .	73
4.5	Recuperação dos parâmetros de turbidez atmosférica e do albedo da superfície . . . . .	76
<b>5</b>	<b>Aplicação dos modelos de irradiância solar ao terreno complexo da RMRJ</b>	<b>83</b>
5.1	Irradiância solar global numa superfície inclinada . . . . .	83
5.2	Efeitos do terreno complexo sobre o balanço de irradiância . . . . .	86
5.3	Aplicação à topografia da RMRJ . . . . .	89
<b>6</b>	<b>Conclusões e perspectivas futuras</b>	<b>93</b>
6.1	Sugestões para Pesquisas Futuras . . . . .	96
	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>97</b>
	<b>Índice Remissivo</b>	<b>106</b>

# Lista de Abreviaturas

U.A	Unidade astronómica
LAT	Tempo local aparente
LST	Tempo padrão local
TST	Tempo solar verdadeiro
GMT	Tempo médio de Greenwich
CLP	Camada limite planetária
CLS	Camada limite superficial
MCG	Modelos de Circulação Geral da atmosfera
RMRJ	Região Metropolitana de Rio de Janeiro
MED	Modelos de elevação digital
BRS	Balço de radiação na superfície
OCA	Irradiância de onda curta atmosférica
OLA	Irradiância de onda longa atmosférica
IQA	Modelo de irradiância solar A do Iqbal
IQB	Modelo de irradiância solar B do Iqbal
IQC	Modelo de irradiância solar C do Iqbal
MAE	Erro absoluto médio
MSE	Erro médio quadrático
RMSE	Raiz do erro médio quadrático
PBIAS	Porcentagem de viés
MODIS	MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer
ASTER	Advanced Thermal Emission and Reflection
LP DAAC	Land Processes Distributed Active Archive Center



# Lista de Símbolos

$r_o$	Distância média Terra-Sol
$E_o$	Excentricidade da órbita da Terra
$\Gamma$	Ângulo do dia
$dn$	Número de dia do ano
$\delta$	Declinação solar
$E_t$	Fator de correção do ângulo horário
$L_s$	Longitude padrão
$L_e$	Longitude local
$\theta_z$	Ângulo zênite.
$\alpha_s$	Altitude solar ou elevação solar.
$\omega_s$	Ângulo horário.
$\phi$	Latitude geográfica.
$\psi_s$	Ângulo azimute solar.
$\delta$	Declinação Solar.
$\omega_{sol}$	Ângulo horário do nascer do Sol
$N_d$	Comprimento do dia
$\theta$	Ângulo de incidência em relação à superfície inclinada.
$\beta_s$	Inclinação da superfície.
$\psi$	Ângulo azimute da superfície.
$Q^*$	Irradiância líquida
$Q_H$	Calor sensível
$Q_E$	Calor latente
$Q_G$	Energia de condução molecular de ou para o solo subjacente
$\Delta Q_S$	Armazenamento de energia na camada limite superficial (CLS)
$K \downarrow$	Irradiância de onda curta transmitida para baixo da atmosfera
$K \uparrow$	Irradiância de onda curta refletida para cima
$L \downarrow$	Irradiância de onda longa difusa transmitida para baixo
$L \uparrow$	Irradiância de onda longa emitida e refletida para cima
$I_{sc}$	Irradiância solar extraterrestre
$I_{dir}$	Irradiância direta
$I_{dif}$	Irradiância difusa
$I_G$	Irradiância global sobre uma superfície horizontal
$I_n$	Irradiância direta normal

$I_{dr}$	Irradiância difusa na superfície devido ao espalhamento Rayleigh
$I_{da}$	Irradiância difusa na superfície devido ao espalhamento por aerossóis
$I_{dm}$	Irradiância difusa na superfície devido a múltiplas reflexões
$\epsilon_0$	Emissividade da superfície
$\sigma$	Constante de Boltzman
$T_0$	Temperatura da superfície
$u_o$	Concentração de ozônio
$u_w$	Quantidade de água precipitável
$p$	Pressão atmosférica
$T$	Temperatura do ar
$V_d$	Voltagem diaria do piranômetro
$m_a$	Massa de ar
$\tau_o$	Transmitância devida à absorção pelo ozônio.
$\tau_g$	Transmitância devida à absorção por gases uniformemente misturados.
$\tau_w$	Transmitância devida à absorção pelo vapor de água.
$\tau_r$	Transmitância devida aos efeitos de espalhamento Rayleigh por moléculas de ar.
$\tau_a$	Transmitância devida à atenuação por aerossóis.
$\alpha_i$	Depleção por absorção
$S_i$	Depleções por dispersão
$Vis$	Visibilidade na direção horizontal
$\alpha$	Expoente de comprimento de onda de Ångström
$\beta$	Coefficiente de turbidez de Ångström
$\omega_o$	Albedo de espalhamento simple
$F_c$	Fator de espalhamento para frente
$U_3$	Comprimento do caminho óptico do ozônio
$U_1$	Comprimento de caminho óptico relativo de água precipitável
$\alpha_w$	Absortância do vapor de água
$\alpha_g$	Absortância dos gases uniformemente misturados
$\rho_g$	Albedo médio da superfície
$\rho'_a$	Albedo do céu sem nuvens
$J[q]$	Função custo escalar
$r$	Coefficiente de correlação de Pearson
$R^2$	Coefficiente de determinação
$Cov(Y_{obs}, Y_{sim})$	Covariância entre os valores observados e simulados
$d$	Índice de concordância
$\sigma_{obs}$	Desvio padrão dos dados observados
$\sigma_{sim}$	Desvio padrão dos dados simulados

# Lista de Figuras

2.1	Excentricidade da órbita da Terra . . . . .	17
2.2	Declinação Solar (graus) . . . . .	17
2.3	Fator de correção do tempo (minutos) . . . . .	18
2.4	Esfera celeste mostrando o caminho aparente do sol e o ângulo da declinação solar . . . . .	19
2.5	Esfera celeste e coordenadas do Sol em relação a um observador sobre a Terra no ponto O . . . . .	20
2.6	Geometria Solar de uma superfície inclinada. . . . .	21
2.7	Camadas de a atmosfera relacionadas com o perfil médio da temperatura do ar acima da superfície da Terra. A linha grossa ilustra como a temperatura média varia em cada camada (Liou 2002) (1). . . . .	23
2.8	Diagrama dos fluxos envolvidos no saldo de energia diurno (a) e noturno (b) em um elemento de volume sobre a superfície terrestre. . . . .	25
2.9	Diagrama dos fluxos envolvidos no saldo de radiação diurno (a) e noturno (b) em um elemento de volume sobre a superfície terrestre. . . . .	26
3.1	O domínio da MARJ. Imagem do satellite (EOS, 2008) com a localização da estação meteorológica. O círculo branco mostra de localização do LabMim na ilha do Fundão. (22°51'27" S, 43°13'58" W). . . . .	36
3.2	Plataforma de instrumentação radiométrica do LabMiM: (a) Mini-estação meteorológica de Vaisala modelo WXT520, (b) Piranômetro Eppley modelo PSP; (c) Pirgeômetro Eppley modelo PIR, (d) Radiômetro neto Kipp & Zonn modelo CNR1 (e) Plataforma movil com anel de sombreamento, equipado com um modelo de PSP piranômetro para medir a componente difusa da irradiância solar. . . . .	38
4.1	Distribuição espacial da temperatura de superfície (°C) sobre a RMRJ (22°51'27" S, 43°13'58" W) por sensoriamento remoto obtidas com dados do sensor MODIS com uma resolução espacial de 1 Km para o dia 25 de janeiro de 2011 (13:05 h). Na imagem ampliada, pode ser visto o aumento da temperatura (pontos vermelhos), na cidade, devido ao efeito de ilha de calor urbana. . . . .	60
4.2	Distribuição espacial da temperatura de superfície (°C) sobre a RMRJ (22°51'27" S, 43°13'58" W) por sensoriamento remoto obtidas com dados do sensor MODIS com uma resolução espacial de 1 Km para o dia 30 de agosto de 2011 (13:05 h). Na imagem ampliada, pode ser visto o aumento da temperatura (pontos vermelhos), na cidade, devido ao efeito de ilha de calor urbana. . . . .	60

4.3 Média diária da pressão atmosférica (hPa) e da temperatura da superfície (K), na região de medição, centrada em 22°51'27"S, 43°13'58"W, em função do ano contínuo a partir do dia 11 de novembro de 2010 até 15 de maio de 2012, obtido com dados do sensor MODIS. . . . . 61

4.4 Média diária da quantidade de água precipitável (cm) e a concentração de ozônio (atm-cm), na região de medição, centrada em 22°51'27" S, 43°13'58"W, em função do ano contínuo a partir do dia 11 de novembro de 2010 até 15 de maio de 2012, obtido com dados do sensor MODIS. . . . . 62

4.5 Intensidade medida da irradiância global ( $W m^{-2}$ ) de 10 de Novembro de 2010 a 15 de Maio de 2012 na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) (22°51'27"S, 43°13'58"W) em função das horas e dos dias de medição. . . . . 62

4.6 Intensidade medida da irradiância difusa ( $W m^{-2}$ ) desde 1 de outubro de 2011 até o 15 de maio de 2012 no local de medição na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) (22°51'27"S, 43°13'58' W) em função das horas e dos dias de medição. . . . 63

4.7 Histograma do índice de claridade diário ( $k_t$ ) para a irradiância global. O quartil 75% ( $Q_{75}$ ) é igual a 0,6809. Para eliminar efeitos de cobertura das nuvens foram escolhidos dados de irradiã com índice de claridade maior a 0,80. . . . . 63

4.8 Intensidade medida da irradiância global ( $W m^{-2}$ ) para os dias de céu claro selecionados (94), de 1 de Outubro de 2011 até 15 de Maio de 2012 no local de medição na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) (22°51'27"S, 43°13'58"W). . . . . 64

4.9 Função custo  $J[q]$  para a irradiância global, em função do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  e do expoente de comprimento de onda  $\alpha$ , os valores que minimizam a função custo são iguais a  $\beta_{min} = 0,070$  e  $\alpha_{min} = 1,267$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC e considerando todos os dias de céu claro. . . . . 65

4.10 Função custo  $J[q]$  para a irradiância global em função do albedo de espalhamento simple  $\omega_o$  e do fator de espalhamento para frente  $F_c$ . Os valores que minimizam a função de custo são iguais a  $\omega_{min} = 0,763$  e  $F_{c,min} = 0,887$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro. . . . . 67

4.11 Função de custo  $J[q]$  para a irradiância global, em função do albedo zonal da superfície  $\rho_g$ . O valor que minimiza a função de custo é igual a  $\rho_g = 0,194$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro. . . . . 67

4.12 Comparação entre os dados observados e simulados da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) para um dia de céu claro usando o modelo parametrizado IQC para o dia 26 de Janeiro, 2011. A irradiância global inicial simulada foi obtida com os valores iniciais dos parâmetros mostrados na equação (4.1) e a irradiância global final simulada foi obtida com os parâmetros otimizados mostrados na tabela 4.1. Também são mostrados os erros iniciais e finais. . . . . 68

- 4.13 Função custo  $J[p]$  para as irradiâncias global, direta e difusa em função do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  e do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$ . Os valores que minimizam a função custo são iguais a  $\beta_{min} = 0,049$  e  $\alpha_{min} = 1,227$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro. . . . . 70
- 4.14 Função custo  $J[q]$  para as irradiâncias global, direta e difusa em função do albedo de espalhamento simples  $\omega_o$  e do fator de espalhamento para frente  $F_c$ . Os valores que minimizam a função custo são iguais a  $\omega_{min} = 0,611$  e  $F_{c_{min}} = 0,686$  utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro. . . . . 70
- 4.15 Função custo  $J[p]$  para as irradiâncias global e difusa em função do albedo médio da superfície  $\rho_g$ . O valor que minimiza a função de custo é igual a  $\rho_g = 0,119$  utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro. . . . . 71
- 4.16 Comparação entre os dados observados e simulados de irradiância difusa ( $Wm^{-2}$ ) para um dia de céu claro e comportamento uniforme, usando os parâmetros otimizados do modelo parametrizado de irradiância difusa IQC para o dia 25 de Janeiro, 2012. A irradiância difusa inicial simulada foi obtida com os valores iniciais dos parâmetros mostrados na equação 4.1 e a irradiância difusa final simulada foi obtida com os parâmetros otimizados mostrados na Tabela 4.2. Também são mostrados os erros iniciais e finais. . . . . 71
- 4.17 Comparação entre os dados observados e simulados da irradiância difusa ( $Wm^{-2}$ ) para um dia de céu claro e comportamento não uniforme, usando os parâmetros otimizados do modelo parametrizado de irradiância difusa IQC para o dia 07 de Outubro de 2011. A irradiância difusa inicial simulada foi obtida com os valores iniciais dos parâmetros mostrados na equação 4.1 e a irradiância difusa final simulada foi obtida com os parâmetros otimizados mostrados na Tabela 4.2. Também são mostrados os erros iniciais e finais. . . . . 72
- 4.18 Diagrama de dispersão entre os valores de irradiância global observados ( $y_{obs}$ ) e simulados ( $y_{sim}$ ) ( $W m^{-2}$ ) minuto a minuto, utilizando o modelo de irradiância solar IQC. A linha preta é a linha de regressão de melhor ajuste entre os dados de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,999 e a raiz quadrada média do erro é igual a 12,949. Os outros indicadores estatísticas são mostrados na tabela (4.3). . . . . 72
- 4.19 Diagrama de dispersão entre os valores de irradiância global observada ( $y_{obs}$ ) e simulada ( $y_{sim}$ ) ( $W m^{-2}$ ) minuto a minuto, utilizando o modelo de irradiância solar IQC. A linha preta é a linha de regressão de melhor ajuste entre os dados de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,999 e a raiz quadrada média do erro é igual a 14,081. Os outros indicadores estatísticas são mostrados na tabela (4.3). . . . . 76

4.20 Diagrama de dispersão entre os valores de irradiância global observada ( $y_{obs}$ ) e simulada ( $y_{sim}$ ) ( $W m^{-2}$ ) minuto a minuto, utilizando o modelo de irradiância solar IQC. A linha preta é a linha de regressão de melhor ajuste entre os dados de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,941 e a raiz quadrada média do erro é igual a 10,593 e a eficiência de Nash-Sutcliffe é igual a 0,884. Os outros indicadores estatísticas são mostrados na tabela (4.3). . . . . 77

4.21 Parâmetros estatísticos do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para três períodos sazonais utilizando os valores recuperados diários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e minimizando a função custo conjunta da equação (3.41). Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos. . . . 79

4.22 Parâmetros estatísticos do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para 18 dias de céu claro, utilizando os valores recuperados horários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e minimizando a função custo conjunta da equação (3.41). Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos. . . . 79

4.23 Distribuição de frequência relativa do expoente de comprimento de onda ( $\alpha$ ), utilizando os valores horários recuperados com o modelo de IQC. . . . . 80

4.24 Distribuição de frequência dos valores do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para o intervalo de comprimento de onda entre  $0,47 - 0,66\mu m$  no período entre 1 de Agosto até 7 de Outubro de 2002, na região sul-leste do Brasil, obtida pelo sensor MODIS/TERRA. Adaptado de 'Estudo do Transporte das Partículas de Aerossol de Queimada via Sensoriamento Remoto' (2). . . . . 80

4.25 Parâmetros estatísticos do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  para diferentes períodos sazonais utilizando os valores recuperados diários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e a função custo 3.41. Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos. . . . . 81

4.26 Parâmetros estatísticos do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  para dezoito dias de céu claro utilizando os valores recuperados diários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e a função custo 3.41. Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos. . . . . 82

4.27 Distribuição de frequência relativa do coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), utilizando os valores horários obtidos com o modelo IQC. . . . . 82

4.28 Histograma da precipitação climatológica (mm) na Região Metropolitana de Rio de Janeiro. A informação climatológica é baseada em médias mensais para um período de 30 anos (1981-2010). A precipitação aumenta nos meses de verão (Dezembro-Fevereiro). Os dados foram fornecidos pelo National Instituto de Meteorologia (INMET) do Brasil. . . . . 82

5.1 Parâmetros geométricos entre a posição do Sol e a superfície inclinada.  $\theta$  é o ângulo de incidência,  $\theta_z$  é o ângulo zênital,  $\beta$  é a inclinação da superfície,  $\psi_s$  é o ângulo azimute solar,  $\psi$  é o ângulo azimute da superfície. . . . . 84

5.2 Gráficos da irradiância ( $Wm^{-2}$ ) obtidas para o dia de verão 25 de Janeiro 2011. a) Variação diurna da irradiância direta, irradiância difusa total e da irradiância global para uma superfície inclinada ( $\beta = 45^\circ$ ) voltada para o leste ( $\theta_s = 90^\circ$ ) utilizando o modelo anisotropico de irradiância do céu de Willmott et.al 1981 (3) e o modelo anisotropico de irradiância refletida pela superfície. b) Variação diurna da irradiância direta, irradiância difusa e irradiância global para uma superfície horizontal. c) Variação diurna da irradiância direta, irradiância difusa total e da irradiância global para uma superfície inclinada ( $\beta = 45^\circ$ ) voltada para o oeste ( $\theta_s = 270^\circ$ ) utilizando o modelo anisotropico de irradiância do céu de Willmott (3) e o modelo anisotropico de irradiância refletida pela superfície. . . . . 85

5.3 Efeitos de orientação, inclinação e sombreamento na topografia da superfície. a) Superfícies expostas ao Sol e superfícies na sombra bloqueadas por obstáculos adjacentes. b) A irradiância direta é bloqueada pelos obstáculos próximos à superfície, e portanto a superfície fica na sombra, recebendo apenas irradiância difusa. . . . . 87

5.4 Topografia das zonas próximas à Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ), centrada nas coordenadas geográficas  $22^\circ 51' 27''$  S,  $43^\circ 13' 58''$  W, a resolução da grade é igual a 0.1525 Km. É possível observar a irregularidade topográfica do maciço de Tijuca e a Baía de Guanabara. Dados topograficos obtidos do site do United States Geological Services (USGS) e do Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC - NASA). <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/> . . . . . 89

5.5 Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de verão 23 de Janeiro 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^\circ 51' 27''$  S,  $43^\circ 13' 58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manha (05:45 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:05 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (18:25 h). . . . . 91

5.6 Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de outono 18 de Abril 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^\circ 51' 27''$  S,  $43^\circ 13' 58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manha (06:28 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:08 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (17:48 h). . . . . 91

5.7 Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de inverno 25 de Julho 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^\circ 51' 27''$  S,  $43^\circ 13' 58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manha (06:50 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:00 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (17:30 h). . . . . 91

- 5.8 Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de primavera 24 de Outubro 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^{\circ}51'27''$  S,  $43^{\circ}13'58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manhã (05:45 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:05 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (18:15 h). . . . 92

# Lista de Tabelas

2.1	Variáveis atmosféricas de entrada para todos os modelos considerados. As possíveis entradas são: a concentração de ozônio total ( $u_o$ ), a concentração de dióxido de nitrogênio estratosférico ( $u_{ns}$ ), a concentração de dióxido de nitrogênio troposférico ( $u_{nt}$ ), a concentração total de dióxido de nitrogênio ( $u_n$ ), a profundidade óptica de aerossóis de banda larga ( $\tau_a$ ), o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ) e o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) . . . . .	30
3.1	Instrumentos de medição para o saldo de radiação . . . . .	37
3.2	Especificações gerais dos piranômetros PSP. . . . .	38
3.3	Irradiâncias do modelo IQA . . . . .	44
3.4	Irradiâncias do modelo IQB . . . . .	47
3.5	Irradiâncias do modelo IQC . . . . .	49
3.6	Intervalo de variação e espaçamento para cada um dos parâmetros: $\beta, \alpha$ : coeficiente de turbidez e expoente de comprimento de onda de Ångström, $\omega_o$ : albedo de espalhamento simples, $F_c$ : fator de espalhamento para frente, $\rho_g$ : albedo médio da superfície. . . . .	52
4.1	Parâmetros otimizados dos modelos de irradiância solar global obtidos pelo método de otimização de Força Bruta para diferentes períodos sazonais. $\beta$ : coeficiente de turbidez de Ångström, $\alpha$ : expoente de comprimento de onda de Ångström, $\omega_o$ : albedo de espalhamento simples, $F_c$ : fator de espalhamento para frente, $\rho_g$ : albedo médio da superfície, $J[q]_{min}$ : valor mínimo para a função custo. (*) O modelo IQB não usa o expoente de comprimento de onda $\alpha$ . . . . .	66
4.2	Parâmetros otimizados para os modelos de irradiância solar global, direta e difusa obtidos pelo método de otimização de Força Bruta para diferentes períodos sazonais, $\beta$ : coeficiente de turbidez de Ångström, $\alpha$ : expoente de comprimento de onda de Ångström, $\omega_o$ : albedo de espalhamento simples, $F_c$ : fator de espalhamento para frente, $\rho_g$ : albedo médio da superfície, $J[q]_{min}$ : valor mínimo para a função custo. (*) O modelo IQB não usa o expoente de comprimento de onda $\alpha$ . . . . .	69

4.3	Parâmetros estatísticos utilizados para avaliar o desempenho do processo de otimização para os diferentes modelos parametrizados de irradiância global, Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e para cada período sazonal são apresentados na tabela (4.1), os quais foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.36, Sendo SLOPE e Y-INTER os parâmetros da melhor linha de ajuste de regressão entre os dados medidos e simulados, $r$ o coeficiente de correlação de Pearson, $R^2$ o coeficiente de determinação, NSE a eficiência de Nash-Sutcliffe, MAE o erro médio absoluto, MSE o erro médio quadrático, RMSE a raiz quadrada do erro médio, PBIAS o porcentagem de viés e RSR a razão do desvio padrão. . . . .	73
4.4	Parâmetros estatísticos utilizados para avaliar o desempenho do processo de otimização dos diferentes modelos parametrizados de irradiância global. Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e períodos sazonais são apresentados na Tabela (4.2), que foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.41. Os indicadores estatísticos são descritas na Tabela anterior (4.3). . . . .	74
4.5	Parâmetros estatísticos utilizados para avaliar o desempenho do processo de otimização dos diferentes modelos parametrizados de irradiância direta, Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e períodos sazonais foram apresentados na Tabela (4.2), os quais foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.41. Os indicadores estatísticos são descritos na Tabela anterior (4.3). . . . .	74
4.6	Parâmetros estatísticos para avaliar o desempenho do processo de otimização dos diferentes modelos parametrizados de irradiância difusa. Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e períodos sazonais foram apresentados na Tabela (4.2), os quais foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.41. Os indicadores estatísticos são descritas na Tabela anterior 4.3). . . . .	75
4.7	A média (Med), mediana (Medn) eo desvio padrão (Dpa) do coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) eo albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) para diferentes períodos sazonais usando o modelo solar parametrizado IQC e a função custo mostrada na equação 3.41. . . . .	77
4.8	A média (Med), mediana (Medn) eo desvio padrão (Dpa) do coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) eo albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) para dezoito dias de céu claro selecionados entre Outubro 2011 e Abril 2012, utilizando o modelo de irradiância solar parametrizado IQC e a função custo mostrada na equação 3.41. . . . .	78
5.1	Efeitos da topografia sobre o balanço de energia da superfície de solo descoberto nas montanhas do Turquestão. Os dados são totais diários de energia com base na média mensal de setembro (que compila dados de Aisenshtat, 1966). Sendo $Q^*$ a irradiância líquida total, $Q_H$ o calor sensível, $Q_E$ o calor latente, $Q_G$ a condução de energia do solo, $\rho_g$ o albedo da superfície e $\beta$ a razão de Bowen. . . . .	90

# Capítulo 1

## Introdução

A climatologia clássica, praticada na primeira metade do século XX estava quase inteiramente preocupada com a distribuição dos principais parâmetros climáticos (temperatura do ar e umidade) no tempo e no espaço. Mas tais parâmetros são apenas medidas indiretas de quantidades mais fundamentais. Temperatura do ar e umidade são realmente indicadores do estado de energia termal e da água na atmosfera, respectivamente, e estes estão ligados aos ciclos energéticos fundamentais do sistema climático da Terra. O estudo desses ciclos, envolvendo os processos pelos quais a energia e a massa são transferidas, convertidas e armazenadas, forma a base da climatologia física moderna.

O ciclo radiativo solar e terrestre é um dos mais importantes ciclos energéticos que afeta processos como o aquecimento do solo e do ar, evapotranspiração, fotossíntese, vento, descongelamento de neve, entre outros, através da sua influência sobre os balanços de energia e de água na superfície da Terra. O balanço de radiação na superfície (BRS) é uma componente importante do balanço de energia, já vez que é considerada uma das principais fontes energéticas na interface do sistema superfície-atmosfera (Whiteman et.al 1986 (4)).

A irradiância presente no sistema superfície-atmosfera pode ser dividida em irradiância de onda curta atmosférica (OCA) cuja fonte é a radiação emitida pelo Sol e atenuada pelos constituintes atmosféricos, e a irradiância de onda longa atmosférica (OLA) principalmente emitida pela superfície terrestre. Portanto, uma análise detalhada, espacial e temporal das componentes da irradiância solar de onda curta atmosférica (OCA) (direta, difusa e global), definida como a densidade de fluxo de radiação sobre a superfície da Terra, é necessária em muitas situações, que vão desde aplicações da energia solar, (Tovar et.al 1995 (5)), até o estudo dos processos hidrológicos e climatológicos (Jacobson 1999 (6)), modelagem de meteorologia de mesoescala (Chen et.al 2001 (7)), hidrologia de bacias hidrográficas (Famiglietti et.al 1994 (8)), e processos biofísicos Franklin (1995) (9) entre outros.

Um número de modelos de complexidade variável têm sido proposto na literatura, a fim de modelar os componentes da irradiância solar (direta, difusa e global) para todas as condições atmosféricas possíveis, que vão de fórmulas empíricas simples até códigos espectrais altamente sofisticados. Utilizando uma abordagem não espectral (broadband models) isto é, integrada para todos os comprimentos de onda da radiação solar incidente, as componentes da irradiância solar são geralmente calculadas por meio de (1) modelos de decomposição empíricos ou (2) modelos físicos parametriza-

dos.

O desenvolvimento de modelos de decomposição empíricos predizem as irradiâncias direta ou difusa usando apenas informações sobre irradiância global. Estes modelos baseiam-se na forte correlação entre os valores horários, diários e mensais do índice de claridade ( $K_T$ ) e da fração difusa ( $K_{DF}$ ), em geral, expressas em termos de polinômios de grau 1<sup>st</sup> e 4<sup>st</sup> dependentes da latitude, conteúdo de água precipitável, turbidez atmosférica, albedo da superfície, altitude e ângulo de elevação solar. A maioria dos modelos de correlação foram obtidos para climas temperados e em latitudes tropicais localizadas no Hemisfério Norte.

Na América do Sul existem alguns estudos relacionados ao estudo de modelos de decomposição empíricos de irradiância solar. Por exemplo, Oliveira et.al (2002b) (10) usaram medidas de irradiâncias solares global e difusa na cidade de São Paulo (Brasil) para derivar modelos empíricos a fim de estimar a irradiância difusa horária, diária e mensal a partir de valores de irradiância solar global, com base na correlação entre a fração difusa ( $K_{DF}$ ) e o índice de claridade ( $K_T$ ). Estes modelos de correlação mostraram um bom desempenho para valores diários e mensais. No entanto, no caso dos valores horários, as expressões derivadas para São Paulo têm um desempenho fraco.

Além disso, no trabalho de Soares et. al (2004)(11), uma técnica perceptronica de rede neural é aplicada para estimar valores horários da irradiância solar difusa em superfícies horizontais na cidade de São Paulo, Brasil, utilizando como entrada dados irradiância solar global e outras variáveis meteorológicas. A rede neural utilizada neste trabalho, foi desenvolvida com base tanto na determinação de recursos e técnicas de seleção padrão. Verificou-se que a inclusão da irradiância de onda longa atmosférica como entrada melhora o desempenho da rede neural. Por outro lado, os parâmetros meteorológicos tradicionais, tais como a temperatura do ar e a pressão atmosférica, não são tão importantes como a irradiância de onda longa, que actua como um substituto para a informação de cobertura de nuvens em escala regional. Uma avaliação objectiva demonstrou que a irradiância solar difusa é melhor reproduzida por uma série de rede neural sintética do que através de um modelo de correlação.

Em contraste com os modelos de correlação, nos modelos físicos parametrizados, nenhuma equação é obtida por meios estatísticos a partir de dados de irradiância observados, um modelo físico tenta interpretar os processos físicos de extinção (absorção e espalhamento) da irradiância solar tão perto quanto seja possível. Nestes modelos são derivadas transmitâncias espectralmente integradas para os diversos constituintes atmosféricos. Uma série de modelos físicos parametrizados têm sido propostos na literatura para calcular os componentes da irradiância solar incidente (direta, difusa e global) em condições de céu claro e sem nuvens.

Em 1983 Muhammad Iqbal (1982)(12), apresentou três modelos físicos parametrizados, conhecidos como **Parametrizações IQA, IQB e IQC**. Nestas parametrizações é utilizada uma transmitância total espectralmente integrada para um conjunto definido dos mais importantes componentes atmosféricos a fim de calcular as irradiâncias solares incidentes de onda curta incidentes sobre a superfície terrestre. Os componentes atmosféricos que são levados em conta nestes modelos são os

seguintes: ozônio, gases misturados, vapor de água, efeitos de espalhamento de moléculas de ar, e efeitos de atenuação por aerossóis.

Em todos estes modelos, as transmitâncias parametrizadas são funções da concentração da camada de ozônio ( $u_o$ ), da quantidade de água precipitável ( $u_w$ ) e da massa de ar ( $m_a$ ). Além destas variáveis meteorológicas, os modelos também precisam de variáveis físicas que caracterizam às quantidades e propriedades radiativas dos aerossóis atmosféricos, como o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ), albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ), e também das propriedades radiativas da superfície como o albedo médio ( $\rho_g$ ). Uma vez que estas transmitâncias parametrizadas são calculadas é possível obter uma transmitância total média da atmosfera e fazendo uso delas podem ser calculadas as componentes da irradiância solar de onda curta (direta, difusa e global) incidentes sobre uma superfície horizontal.

As equações básicas para o modelo IQA foram sugeridas por Paltridge et. al (1976)(13). Neste modelo, a absorptância pelo vapor de água deve ser subtraída após a atenuação da radiação direta pelo ozônio e pelo espalhamento Rayleigh, a absorptância ligeira adicional pelo dióxido de carbono e oxigênio está incluída na absorção pelo vapor de água precipitável, além disso, é assumido que a atenuação pelos aerossóis ocorre ao longo de todo o espectro solar e que metade da irradiância difusa por causa do espalhamento Rayleigh atinge na superfície. No entanto, importantes modificação em relação à transmitância de extinção dos aerossóis foi introduzida por Iqbal, ele considerou esta transmitância em função dos coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ) e do expoente do comprimento de onda ( $\alpha$ ).

O modelo IQB original foi apresentado por Sasamori et.al 1972 (14) e Hoyt (1978)(15), tendo como base expressões separadas para as transmitâncias ou absorptâncias de água precipitável, dióxido de carbono, ozônio, espalhamento Rayleigh e absorção mais espalhamento por aerossóis. Este modelo foi validado por dados de algumas estações nos Estados Unidos, Solmet (1979)(16). O modelo IQC é baseado em dois estudos de Bird et.al (1981)(17) e Hulstrom et. al (1981)(18). Eles compararam os elementos individuais para as transmitâncias e irradiâncias de vários modelos parametrizados com o modelo espectral rigoroso, chamado SOLTRAN, que foi construído a partir de LOWTRAN, Selby et.al (1975) (19) e Selby et.al (1978) (20). Com base nesta comparação, eles desenvolveram novas equações para a transmitâncias dos constituintes atmosféricos individuais e mantiveram estas transmitâncias em formas mais ou menos semelhantes às utilizadas nos modelos IQA e IQB.

Outros modelos parametrizados têm sido propostos na literatura, por exemplo, o modelo MAC cuja primeira versão apareceu em Davies et.al (1989)(21), enquanto sua última versão é descrita em Davies et.al (1989)(22). Esse modelo é baseado numa derivação preliminar da transmitância ou absorptância de todos os comprimentos de onda correspondentes a diversos processos de extinção da radiação na atmosfera. O modelo de irradiância para céu claro chamado ECC, Page (1986) (23), foi desenvolvido num esforço conjunto dos participantes dos países europeus. O modelo é baseado numa simple formulação para a radiação direta usando o fator de turbidez do Linke  $T_L$ , que não

é um coeficiente puro, pois varia significativamente com a água precipitável e a massa de ar para uma carga constante de aerossóis.

O modelo *CPCR2* Gueymard (1989)(24) é baseado numa abordagem mais rigorosa quanto que ele separa o espectro solar em duas bandas, evitando problemas inerentes á sobreposição da transmitância. O modelo de irradiância solar parametrizado *PSI* Gueymard (1993b) (25), é uma versão simplificada, de uma banda do modelo *CPCR2*. Este modelo calcula a irradiância direta e global, como uma expansão da elevação solar com coeficientes dependentes da água precipitável, os coeficientes de turbidez de Ångström, o albedo zonal do solo e a altitude das estações. O modelo de radiação meteorológico (*MRM*) foi desenvolvido por Muneer et.al (2002)(26) como um modelo simple de cálculo das irradiâncias espectralmente integradas com base em informações sinópticas. O *MRM* utiliza variáveis meteorológicas comumente medidas como, pressão atmosférica, temperatura de bulbo seco, fração de insolação e temperatura de bulbo úmido. O *MRM* baseia-se em regressões entre a proporção da irradiância difusa horária horizontal com a irradiância direta horária horizontal e o índice de claridade da irradiância direta.

Por outro lado, diversos códigos espectrais computarizados de transferência radiativa, como *LOWTRAN* (Kneizys et.al 1983 (27)) e *MODTRAN* (Berk et.al 1983 (28)), proporcionaram uma maneira precisa e conveniente para calcular níveis de radiação em baixa ( $20\text{ cm}^{-1}$ ) e moderada ( $2\text{ cm}^{-1}$ ) resolução espectral. Os códigos *LOWTRAN* e *MODTRAN* foram desenvolvidos principalmente para resolver o problema de calcular a transmissão atmosférica em condições de céu claro. Os dois códigos utilizavam simples algoritmos de transferência radiativa de dois fluxos para lidar com espalhamento múltiplo em condições nubladas. Além de ser menos precisos do que os tratamentos mais sofisticados de transferência radiativa, os métodos de dois fluxos não proporcionam informações de brilho angular, uma limitação severa, particularmente para a interpretação de observações de sensoriamento remoto por satélite.

Nos códigos *LOWTRAN-MODTRAN* os parâmetros de entrada que descrevem características de nuvens são bastante genéricos. Para melhorar o tratamento *LOWTRAN-MODTRAN* da atmosfera nublada e proporcionar uma ferramenta de software exaustiva e fácil de usar, foi desenvolvido o modelo **SBDART** (Santa Barbara DISORT de transferência radiativa atmosférica) (Ricchiazzi et.al 1998 (29)). Este modelo foi concebido para a análise de uma grande variedade de problemas de transferência radiativa encontradas na detecção remota por satélite e em estudos de balanço de radiação na atmosfera. O programa é baseado numa coleção de bem testados e confiáveis modelos físicos, que foram desenvolvidos pela comunidade científica ao longo das últimas décadas.

Em relação aos modelos físicos de irradiância solar, o estudo de Gueymard (1993b)(30) analisou e comparou onze modelos de irradiância solar para céu claro. Neste estudo foi demonstrado que o desempenho dos modelos testados é amplamente variável e que alguns modelos tiveram sérias limitações devido as equações de transmitância incorretas ou suposições simplistas. Novos modelos de banda larga foram propostos desde então, enquanto o desenvolvimento de computadores mais rápidos e modelos de irradiância espectral mais velozes permitem agora quase tão práticos - mas muito mais físicos - cálculos de irradiância solar Gueymard (2001)(31). A validade de qualquer um

destes métodos parametrizados ou espectrais tem que ser comparada e calibrada, com valores de irradiância medidos pelos sensores radiométricos num local específico.

A análise e testes apresentados no trabalho mencionado, mostram que os modelos de irradiância do Iqbal "A"(IQA), "B"(IQB) e "C"(IQC), entre outros, apresentam um melhor desempenho avaliados com dados experimentais cuidadosamente registrados, e também com dados teóricos de códigos espectrais rigorosos. Todos eles têm um erro RMS abaixo de 6% para a irradiância global e abaixo de 9% para a irradiância difusa. Por conseguinte, afigura-se possível a obtenção dos componentes da irradiância com uma precisão comparável às medições de rotina dadas pelos parâmetros de entrada necessários. Particularmente, boas estimativas da turbidez são necessárias para obter previsões precisas para a irradiância direta. O melhor desempenho para modelos de uma banda é o modelo parametrizado C do Iqbal (IQC). O modelo IQC pode prever as componentes da irradiância com uma precisão comparável aos mais sofisticados códigos espectrais, mas com muito menos esforço computacional.

Para o presente estudo, foram selecionados os três modelos físicos parametrizados de irradiância solar para condições de céu claro, mencionados acima: os modelos A, B e C do Iqbal (IQA, IQB, IQC), a fim de prever os componentes minuto a minuto da irradiância solar de onda curta (direta, difusa e global) para a atmosfera sem nuvens incidentes sobre uma superfície horizontal na Região Metropolitana do Rio de Janeiro, Brasil (RMRJ) ( $22^{\circ}51'27''S$ ,  $43^{\circ}13'58''W$ ). Os dados observados das irradiâncias solares global e difusa foram coletados pela plataforma radiométrica do LabMiM (Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem), localizado na zona norte da cidade do Rio de Janeiro, durante o período 2010-2012 em intervalos de um minuto.

Os principais critérios para a seleção destes modelos de irradiância, seguindo as sugestões de Gueymard (1998)(32), foram as seguintes: (a) Eles têm que ter a capacidade de avaliar todas as componentes da irradiância solar numa superfície horizontal (direta, difusa e global) (b) eles deviam ser válidos em qualquer clima (c) todas as equações necessárias deverão estar disponíveis numa forma fechada e os parâmetros de entrada comumente disponíveis e, adicionalmente, (d) manter um baixo número de parâmetros de entrada.

Os modelos parametrizados IQA, IQB e IQC requerem como entradas variáveis meteorológicas características do local de medição como a temperatura do ar ( $T$ ), a pressão atmosférica ( $p$ ), a concentração de ozônio ( $u_o$ ) e a quantidade de água precipitável ( $u_w$ ). As variáveis mencionadas foram obtidas com o sensor MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo dos satélites Terra e Aqua da NASA.

Outros parâmetros físicos relacionados com as propriedades radiativas dos aerossóis atmosféricos como o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ) eo fator de espalhamento frontal ( $F_c$ ) e também com propriedades radiativas da superfície da Terra como o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) também são requeridos pelos modelos.

Levando em conta a ausência de medições diretas dos parâmetros mencionados acima e com a finalidade de obter um alto nível de concordância entre os dados de irradiância simulados e medidos pela plataforma radiométrica, foi implementado o método de minimização multidimensional de Força Bruta. Como resultado deste processo de otimização foi obtido um conjunto de valores eficazes para os parâmetros de turbidez atmosférica e das propriedades radiativas da superfície para diferentes períodos sazonais e para todo o período de medições. Estes parâmetros eficazes são ótimos no sentido que eles minimizam uma função custo predefinida, que depende da diferença entre os dados medidos e simulados das componentes de irradiância solar (global, direta e difusa).

O desempenho de cada modelo de irradiância solar otimizado foi avaliado estatisticamente com oito indicadores estatísticos quantitativos, usando um subconjunto de dados de irradiância medidos em condições de céu claro. Estes indicadores incluem: a inclinação e y-intercepção da linha de regressão do melhor ajuste, o coeficiente de correlação de Pearson e o coeficiente de determinação, os quais descrevem o grau de colinearidade entre os dados medidos e simulados, a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), que é um estatístico normalizado que determina a magnitude relativa da variância residual ("ruído") em comparação com a variância dos dados medidos ("informações"), o erro médio absoluto (MAE), o erro médio quadrático (MSE) a raiz do erro médio quadrático (RMSE), o viés percentual (PBIAS) e finalmente a razão de desvio padrão RMSE das observações (RSR).

Por outro lado, existem vários estudos que estimam os parâmetros de turbidez atmosféricos usando dados medidos de irradiância solar direta de banda larga para diversas condições atmosféricas, com a finalidade de estudar a climatologia local dos aerossóis em sites específicos. Por exemplo, a possibilidade de obter o coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  a partir de medições de irradiância directa, usando a equação do modelo parametrizado, foi proposta por Louche et.al (1987) (33) para Ajaccio, na França e logo por Cañada et.al (1983)(34) para Valência, na Espanha.

Um trabalho mais recente apresentado por Gueymard (1998)(32) mostra uma metodologia estendida para obter diversos parâmetros de turbidez com boa precisão a partir de medições de irradiância direta. O método utiliza parametrizações para vários processos de extinção que afectam a transferência radiativa de onda curta numa atmosfera sem nuvens. Uma avaliação preliminar do método indica bom acordo com dados de irradiância de alta qualidade e dados de profundidade óptica.

Na presente dissertação, é analisada a possibilidade da recuperação do conjunto de parâmetros relacionados com a turbidez atmosférica e com as propriedades radiativas da superfície fazendo uso do método de minimização multidimensional de Força Bruta e utilizando a função custo conjunta das irradiâncias global, direta e difusa. Esta função custo impõe uma restrição mais forte em relação ao processo de optimização para apenas a irradiância global, uma vez que os parâmetros ótimos obtidos minimizam a diferença entre os valores medidos e simulados para as irradiâncias global, direta e difusa de forma simultânea, sendo razoável atribuir um maior significado físico para estes parâmetros.

Para a implementação desta metodologia foi escolhido o modelo parametrizado de irradiância

solar IQC de Iqbal, devido ao seu melhor desempenho no processo de validação dos modelos. A metodologia permite a obtenção de valores eficazes diários e horários para cada um dos seguintes parâmetros: os coeficientes de turbidez de Ångström ( $\alpha, \beta$ ), o albedo de espalhamento simple dos aerossóis, o fator de assimetria ( $F_c$ ) e o albedo médio zonal da superfície ( $\rho_g$ ).

A principal diferença deste método de recuperação variacional de parâmetros em relação aos métodos utilizados em estudos anteriores, é que a presente metodologia fixa valores constantes para qualquer um dos parâmetros de turbidez e não precisa inverter a fórmula de irradiância directa dada pelos modelos parametrizados de irradiância solar. Em vez disso, o método obtém um conjunto de valores eficazes dos parâmetros de turbidez atmosféricos e radiativos da superfície através da exploração de cada um deles dentro de seu intervalo de valores válidos, até encontrar um valor ótimo que minimiza a diferença entre os dados medidos e simulados de irradiância global, directa e difusa. Portanto, a presente metodologia pode reduzir a incerteza associada com o fato de fixar valores constantes para os parâmetros.

Por outro lado, em terrenos complexos, a variabilidade da topografia e as propriedades radiativas da superfície se combinam para gerar complicados padrões espaciais e temporais do balanço de radiação superficial. A irradiância solar incidente sobre uma superfície inclinada deve ser determinada pela conversão das irradiâncias solares medidas ou simuladas sobre uma superfície horizontal em irradiâncias incidentes sobre a superfície inclinada de interesse. O raio normal incidente medido ou modelado sobre uma superfície horizontal é convertido no raio de incidente sobre uma superfície inclinada mediante uma relação geométrica entre as duas superfícies. Isto não é o caso em relação ao componente difusa, uma vez que a radiação difusa vem de todos os pontos do céu. Existe um número relativamente grande de modelos que tentam correlacionar a irradiância difusa sobre uma superfície inclinada com a que é medida sobre uma superfície horizontal.

Os modelos de elevação digital (MED) são modelos matemáticos que, neste momento, são os mais adequados para representar o relevo da superfície terrestre Stocks et.al (1994) (35). Eles são amplamente utilizados na modelagem ambiental e desempenham um papel importante nos sistemas de informação geográfica (GIS). Os parâmetros do terreno, como a declividade e a orientação da encosta são parâmetros de control importantes numa série de processos de superfície, tais como o escoamento da água, erosão (Moore et.al 1993(36)) e irradiância solar, (Barry 1992 (37)). É compreensível, portanto, que um esforço considerável tem sido dispendido no desenvolvimento de algoritmos rápidos e eficientes para calcular o gradiente da superfície nos MEDs (Skidmore 1989(38)) e a variação da irradiância solar causada por alterações na topografia da superfície terrestre (Duguay et.al 1995 (39)), (Varley et.al 1996 (40)), (Kumar et.al 1997 (41)).

O terreno montanhoso é caracterizado pelas alterações irregulares e rápidas da elevação em curtas distâncias. É um ambiente em que os limiares têm um papel importante, por exemplo, a influência da encosta em deslizamentos de terra ou avalanches, (Dakhal et.al 2000(42)). É desejável derivar parâmetros do terreno para estas regiões usando algoritmos que mantenham valores extremos reais minimizando qualquer efeito de alisamento. Muitos métodos para calcular inclinação com MEDs são baseados num kernel  $3 \times 3$  ou janelas móveis, deslocadas ao longo da grade das celdas,

(Skidmore 1989 (38)). Esta abordagem tem a vantagem de minimizar o efeito de erros de dados em geral, já que leva em consideração os 8 pontos em torno de um ponto dado, (Horn 1981 (43)). No entanto, como Hodgson (1995)(44) mostrou, o efeito colateral indesejável é que o cálculo da inclinação para uma área equivalente a até duas vezes o tamanho da celda. Estes métodos também tendem a subestimar o declive em terrenos acidentados e em redes de baixa resolução (Chang et.al 1991 (45)) e Gao (1997)(46)).

Segundo o trabalho de Hodgson (1995) (44), os algoritmos mais precisos para a estimativa combinada da superfície e inclinação são aqueles que utilizam as quatro elevações vizinhas mais próximas na grade. Corripio (2002)(47) apresenta um algoritmo para calcular o gradiente da superfície usando a unidade mínima de área num MED, que é a superfície fechada entre quatro pontos dados. O gradiente é definido como um vector unitário tridimensional perpendicular à superfície. A partir deste vector, a inclinação e o aspecto podem ser calculados. A posição do Sol é definido como outro vector unitário em sua direção, e assim, encontrar o ângulo entre o Sol e a normal à superfície é equivalente a encontrar a solução de um produto escalar entre os dois vetores.

Existe um número considerável de modelos que tentam correlacionar a irradiância direta e difusa sobre uma superfície inclinada utilizando valores de irradiância simulados ou medidos sobre superfícies horizontais. A irradiância total incidente sobre uma superfície inclinada é formada por três componentes: 1) Irradiância directa, 2) Irradiância refletida do solo e 3) Irradiância difusa do céu. A irradiância direta sobre uma superfície horizontal é convertida em irradiância direta sobre a superfície inclinada por meio de uma específica relação geométrica entre as duas superfícies, que é uma função do ângulo zenital e do ângulo de incidência da superfície arbitrariamente orientada, ou seja, o ângulo entre a normal da superfície eo vector Sol-Terra. Os modelos de irradiância refletida do solo implementados no presente trabalho são dois: 1) Reflexão perfeitamente difusa ou reflexão isotrópica 2) Reflexão imperfeitamente difusa ou reflexão anisotrópica. No caso da componente difusa vem de todos os pontos do céu, exceto do Sol.

Os modelos de irradiância difusa do céu implementados são nove: 1) O modelo circumsolar, este modelo se aplica para céu claro e sem nuvens. Assume-se que toda a radiação que chega sobre uma superfície horizontal vem da direcção do Sol. 2) O modelo isotrópico (Liu et.al 1961(48)), neste modelo a intensidade da irradiância do céu é assumido uniforme sobre a cúpula do céu. Ele se aproxima a condições de céu completamente nublado. 3) O modelo anisotrópico de Temps et.al (1977)(49) 4) O modelo de Hay (1979) (50) que assume linearidade das contribuições isotrópica e circumsolar da irradiância difusa numa superfície inclinada. 5) O modelo de Klucher (1979)(51) é baseado no estudo para condições de céu claro de Temps et.al, seu modelo incorpora as condições de céu nublado. 6) O modelo de Willmott (1982) (3), onde é usado um fator de redução para a superfície inclinada. 7) O modelo de Ma et.al (1983)(52). 8) O modelo de Skartveit (1986)(53), que é uma versão modificado do modelo de Hay. 9) O modelo de Reindl et.al (1990)(54) modifica o modelo de Hay, adicionando o termo de brilho utilizado no modelo de Temps e Coulson com uma função de modulação.

Uma metodologia para estudar os efeitos de sombreamento tem sido mostrada no modelo de

irradiância solar de Zakšek et. al (2005)(55). A energia de radiação solar que atinge a superfície terrestre, depende principalmente do ângulo de incidência, o qual é definido pelos parâmetros astronômicos e da superfície. Esta metodologia é baseada na definição do ângulo de incidência através do cálculo da normal ao plano de superfície tangente e a direção do Sol. Se uma parte da superfície está na sombra, ela recebe menos energia do que as áreas ensolaradas. É por isso que a determinação da sombra é uma parte importante do modelo. O céu está geralmente não completamente claro, assim parâmetros meteorológicos teve que ser integrados no modelo. O modelo meteorológico distingue irradiâncias solares direta e difusa. Este modelo foi testado e implementado para todo Eslovênia e foi também comparado com estudos anteriores. Dados para casos de superfície do estudo foram calculados a partir do MED com uma resolução de 25 m.

A presente dissertação faz uso dos modelos de irradiância solar para superfícies horizontais otimizados com o método de minimização de Força Bruta e depois utiliza os modelos de correlação para calcular a irradiância total sobre as superfícies inclinadas da topografia adjacente à Região Metropolitana de Rio de Janeiro. Os efeitos de sombreamento são calculados, por meio de uma subdivisão dos pontos da grade considerados, para logo avaliar o bloqueio da irradiância direta em cada ponto da grade do MED por obstáculos ao seu redor, se isso acontece, o ponto recebe apenas irradiância difusa e finalmente se obtém uma média da quantidade total de radiação recebida em cada ponto da superfície topográfica, que pode estar na sombra ou penumbra.

## 1.1 Considerações Preliminares

Em áreas urbanas a incidência da irradiância de onda curta atmosférica (OCA) é consideravelmente alterada pelos poluentes e outros aerossóis presentes na atmosfera, e esta atenuação depende da natureza, do tamanho e da concentração dos mesmos. 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(56)). Em casos extremos, onde se têm 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 2002(57)).

As características urbanas influenciam diretamente as componentes do BRS. Dentre estas destacam-se os obstáculos formados pelos prédios. Como a área urbana tende a ser mais quente que suas adjacências existe uma maior liberação de radiação de onda longa para a atmosfera (OLA), mas essa emissividade pode ser diminuída devido aos cânions urbanos (vales formados por prédios), que retém parte da irradiância em seu interior. Existem 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, por outro lado, as características da topografia superficial podem ser relevantes, pois efeitos tais como albedo do solo, inclinação e orientação das superfícies e efeitos de sombreamento influenciam significativamente a quantidade de radiação incidente que atinge a superfície terrestre (Oke 2002(57)).

Uma das principais incertezas no equilíbrio radiativo da Terra é o efeito dos aerossóis em fluxos radiativos, que a sua vez afetam processos climáticos em ambas escalas: planetárias e locais, por

outro lado, em condições de céu claro os aerossóis são geralmente a principal fonte de extinção radiativa na atmosfera, é por estas razões que vários parâmetros são usados para estimar as características dos aerossóis ópticos, como o coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$ , o expoente de comprimento de onda  $\alpha$ , o coeficiente de Unsworth-Monteith e o coeficiente de Linke e Schüepp. Esses parâmetros são importantes para acompanhar de perto a causa de variabilidade diária, sazonal, e de longo prazo dos aerossóis, também a sua ligação com a mudança climática global, a poluição atmosférica, a degradação da visibilidade e a extinção da irradiância solar (Gueymard 1998(32)).

Estudos recentes feitos em diversas regiões do Brasil, abordam o monitoram a evolução do comportamento das componentes do balanço de irradiância global e difusa em áreas urbanas (Oliveira et.al 2002a(58)), (Oliveira et.al 2002b(10)),(Codato et.al 2008(59)), (Bárbaro et.al 2010(60)). Nos últimos anos, diversos grupos de pesquisa, estão empenhando-se no monitoramento e análises das componentes do balanço de radiação e energia (Ferreira et.al 2011(61)), (Escobedo et.al 2007(62)), (Escobedo et.al 2008(63)).

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 (2002a)(58) e Oliveira et.al (2002b) (10) observaram que, em dias de céu claro, o material particulado é responsável por reduções da OCA e pelo aumento na radiação difusa na superfície da RMSP. De acordo com Codato et.al 2008(59) a umidade da baixa atmosfera e os aerossóis marinhos também influenciam a redução da OCA na RMSP. Oliveira et.al (2002b)(10) propôs novas formulações do índice  $K_d$  para estimar na escala temporal horária, diária e mensal a radiação difusa em superfície na RMSP.

Por outro lado, a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) ocupa uma área equivalente a  $5644 \text{ Km}^2$  e engloba 20 municípios e tem uma topografia é bastante complexa, com maciços rochosos entremeando áreas urbanas e naturais situadas ao longo da costa e nas vizinhanças de Bahía de Guanabara. Um estudo recente do Laboratorio de Micrometeorologia e Modelagem do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Rio de Janeiro (LabMim-IGEO-UFRJ) mostrou uma análise detalhada da evolução temporal das componentes do BRS sobre a RMRJ 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.

O estudo mostrou que na RMRJ a OCA média mensal mostrou um regime sazonal bem definido com máximos (mínimos) em torno de  $20 \text{ MJ m}^{-2}$  ( $12 \text{ MJ m}^{-2}$ ) 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 a irradiância no topo da atmosfera e a OCA é da ordem de  $22 \text{ MJ m}^{-2}$ . As médias mensais obtidas possuem ordem de grandeza similares as encontradas por Oliveira et.al (2002b)(10) para a 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. Por tanto, faz-se necessária 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(11)).

No momento não há medidas diretas dos parâmetros de turbidez atmosféricos na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), devido a isso, os resultados obtidos na presente dissertação para o expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  foram comparados com os valores obtidos por um estudo recente do transporte de partículas de aerossóis de emissões da queima de biomassa na América do Sul (Sampaio Recuero 2003(2)), dentro da faixa de comprimento de onda igual a  $0,47 - 0,66 \mu m$ .

Esta pesquisa usa simulações numéricas realizadas com um sistema de dois modelos acoplados: The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) e The Biomass Burning Emission Model (BBEM). Além disso, os produtos operacionais de aerossóis do sensor MODIS/TERRA foram utilizados neste estudo numa análise estatística desenvolvida para avaliar o desempenho do modelo e estudar a evolução das partículas de aerossol de fumaça ao longo do transporte. Este estudo mostra um aumento na frequência de pontos com valores do coeficiente de turbidez de Angstrom  $\alpha$  perto de 1,3, o que é um valor muito semelhante ao obtido presente metodologia de recuperação de parâmetros.

Além disso, os resultados obtidos na presente contribuição para os valores médios do coeficiente de turbidez de angstrom  $\beta$ , associado com a quantidade de aerossóis presentes na atmosfera na direção vertical, mostram uma diminuição nos meses de verão (Dezembro-Fevereiro) em relação a outros períodos sazonais. Este comportamento é consistente com o aumento da precipitação durante estes meses, apoiada pelas informações climatológicas emitidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil (INMET). Um aumento da precipitação, resulta numa diminuição da quantidade de aerossóis devido a os processos de deposição húmidos (scavenging processes), que são altamente eficientes na remoção de aerossóis da atmosfera e também de gases da troposfera. O processo de deposição húmido é frequentemente dividido em liquefação - a incorporação do contaminante em gotículas de nuvem no interior da nuvem - e lavagem - a remoção por precipitação a cair abaixo da nuvem (Croft et.al 2009(64)).

## 1.2 Objetivos

O objetivo principal da presente dissertação é obter uma melhor compreensão dos processos físicos relacionados com a quantidade de irradiância solar de onda curta incidente em superfícies horizontais, observado na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Para este fim serão implementados e otimizados três modelos físicos parametrizados apresentados por Iqbal (1982) (12) (IQA, IQB, IQC), os quais estimam as transmitâncias e as componentes da irradiância solar de

onda curta: direta, difusa e global para condições de céu claro.

Um segundo objetivo é a recuperação ótima do conjunto de parâmetros físicos relacionados com às propriedades radiativas dos aerossóis e da superfície terrestre utilizados pelos três modelos físicos de irradiância solar. Estes parâmetros são: o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento frontal ( $F_c$ ) eo albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ).

Para otimizar os modelos e obter este conjunto ótimo de parâmetros serão utilizadas as medições de irradiância solar de onda curta coletadas nos dias de céu claro pela plataforma radiométrica do LabMiM da UFRJ e o método de minimização multidimensional de Força Bruta a fim de obter um elevado nível de concordância entre os resultados simulados pelos modelos e os dados medidos pelos sensores radiométricos.

Também será realizado um proceso de validação dos modelos otimizados mediante a estimativa de diversos índices estatísticos de avaliação de modelos, entre os quais destacam-se a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), o viés percentual (PBIAS) e a razão entre os erros médios quadrados (RMSE) e o desvio padrão dos dados medidos (RSR).

Um tercer objetivo aplicativo é o modelamento da distribuição das componentes da irradiância solar sobre regiões de topografia complexa com os modelos de irradiância solar para superfícies horizontais otimizados e com modelos computarizados de elevação digital (MED). Em terrenos complexos, a variabilidade da topografia e as propriedades radiativas da superfície se combinam para gerar complicados padrões espaciais e temporais dos balanços de radiação na superfície. O modelo de distribuição radiativo leva em conta efeitos de inclinação e orientação da superfície assim como efeitos de sombreamento.

### 1.3 Contribuições

As principais contribuições deste trabalho são as seguintes:

- **Parameterizações das transmitâncias atmosféricas e das irradiâncias solares.**

Geração e implementação de um conjunto de códigos em FORTRAN para o cálculo das transmitâncias dos principais constituintes atmosféricos e das irradiâncias solares direta, difusa e global de onda curta incidentes sobre superfícies horizontais com as equações dos modelos físicos parametrizados de Iqbal: IQA, IQB e IQC.

- **Otimização dos parâmetros do modelo.**

Otimização dos parâmetros físicos utilizados pelos modelos IQA, IQB e IQC relacionados com as propriedades radiativas dos aerossóis e da superfície terrestre. A metodologia de otimização usa um subconjunto de dados de irradiância solar de onda curta coletadas pela plataforma radiométrica do LabMiM da UFRJ e o método de minimização multidimensional de Força Bruta.

- **Validação dos modelos calibrados.**

Validação dos modelos otimizados IQA, IQB e IQC mediante os índices estatísticos de avaliação de modelos e de um subconjunto de dados de irradiância solar coletados pela plataforma radiométrica do LabMiM da UFRJ.

- **Obtenção dos coeficientes de turbidez atmosférica**

Aplicação da metodologia de minimização multidimensional de Força Bruta para obter um conjunto efetivo de valores diários e horários dos parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície a partir de medições de irradiância global e difusa de banda larga.

- **Aplicação no balanço de energia radiativa.**

Geração de um conjunto de códigos em linguagem FORTRAN para simular a distribuição do balanço de radiação solar incidente de onda curta sobre terrenos complexos na RMRJ, tendo em conta efeitos de inclinação e orientação da superfície, além de efeitos de sombreamento.

## 1.4 Organização do Trabalho

O capítulo 2 apresenta os conceitos da interação Radiação-Atmosfera-Superfície mais importantes para a compreensão da presente dissertação. O capítulo 3, apresenta as principais ferramentas utilizadas na metodologia desenvolvida. O capítulo 4 apresenta os resultados dos processos de otimização e validação dos modelos de irradiância solar, além dos resultados da metodologia de recuperação dos parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície. O capítulo 6 apresenta as conclusões mais importantes do presente trabalho e as perspectivas de futuras pesquisas. O capítulo 5 mostra os resultados da distribuição radiativa na Região Metropolitana de Rio de Janeiro, levando em conta efeitos da topografia.



## Capítulo 2

# Conceitos da Interação Radiação-Atmosfera-Superfície

### 2.1 Relações Astronômicas Terra-Sol

Esta seção apresenta os conceitos e as equações básicas do movimento da Terra em torno do Sol, do movimento da Terra em torno do seu eixo polar, o ângulo entre o equador terrestre o plano que contém o sistema orbital Sol-Terra. Também apresentamos as equações trigonométricas relacionadas à posição do Sol para superfícies horizontais e inclinadas .

#### 2.1.1 Distância Terra-Sol

A Terra gira em torno do Sol numa órbita elíptica com o Sol num dos focos. A quantidade de radiação solar que atinge a Terra é inversamente proporcional ao quadrado da sua distância ao Sol. A distância média Terra Sol,  $r_o$  é chamada uma unidade astronômica (Iqbal 1983) (12):

$$1 U.A = r_o = 1.496 \times 10^8 Km \quad (2.1)$$

Ou, mais exatamente,  $149\,597\,890 \pm 500$  km. A distância mínima entre a Terra eo Sol é aproximadamente de  $0.983 U.A$ , e a máxima em torno de  $1.017 U.A$ . A Terra está no seu ponto mais próximo do Sol (periélio) o dia 03 de janeiro, no seu ponto mais distante (afélio) o dia de 04 de julho, e se encontra em sua distância média, aproximadamente nos dias 04 de Abril e 05 de Outubro. Em longos ciclos de longo prazo, essas distâncias são influenciados, por outros corpos celestes e pelo ciclo de ano bissexto.

No entanto, a distância Terra-Sol  $r$  para qualquer dia de qualquer ano é conhecida com uma precisão considerável. Tradicionalmente, a distância  $r$ , é expressa em termos de uma expansão em séries de Fourier com um determinado número de coeficientes. Com um erro máximo de 0,0001, Spencer (1971) (65) desenvolveu a seguinte expressão para o inverso do quadrado do raio vetor entre a Terra eo Sol, aqui chamado de fator de correção de excentricidade da órbita da Terra ( $E_o$ ) (Figura 2.1).

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1.000110 + 0.034221 \cos(\Gamma) + 0.034221 \cos(\Gamma) + 0.001280 \sin(\Gamma) + 0.000719 \cos(2\Gamma) + 0.000077 \sin(2\Gamma) \quad (2.2)$$

Nesta equação,  $\Gamma$ , medido em radianos, é chamado o ângulo do dia e é representado pela seguinte equação:

$$\Gamma = 2\pi \frac{(d_n - 1)}{365} \quad (2.3)$$

Sendo  $d_n$ , o número de dia do ano, variando desde 1 no dia 1 de Janeiro até 365 no dia 31 de dezembro. O mes de fevereiro sempre é assumido de ter 28 dias, portanto a precisão da equação 2.2 varia ligeiramente por causa do ciclo de ano bissexto.

### 2.1.2 Declinação Solar

O plano da rotação da Terra em torno do Sol é chamado o plano da eclíptica. A própria Terra gira em torno do seu eixo polar, que esta inclinado aproximadamente em  $23\frac{1}{2}^\circ$  em relação à normal do plano da eclíptica. A rotação da Terra sobre seu eixo gera as mudanças diurnas na quantidade de radiação que atinge a superfície da Terra. A posição deste eixo em relação ao Sol gera mudanças sazonais na radiação solar incidente.

O ângulo entre o eixo polar e a normal ao plano da eclíptica permanece inalterado. O mesmo acontece com o ângulo entre o plano equatorial da Terra eo plano da eclíptica. No entanto, o ângulo entre a linha que une os centros do Sol e da Terra em relação ao plano equatorial muda todos os dias, de fato, a cada instante. Este ângulo é chamado declinação solar  $\delta$ . É zero nos equinócios de verão e outono (noites iguais) e tem um valor de aproximadamente  $-23\frac{1}{2}^\circ$  no solstício de verão e próximo de  $+23\frac{1}{2}^\circ$  no solstício de inverno para o hemisfério sul (Figura 2.2). Spencer (1971) (65) apresentou a seguinte expressão para o calculo de  $\delta$ , em graus:

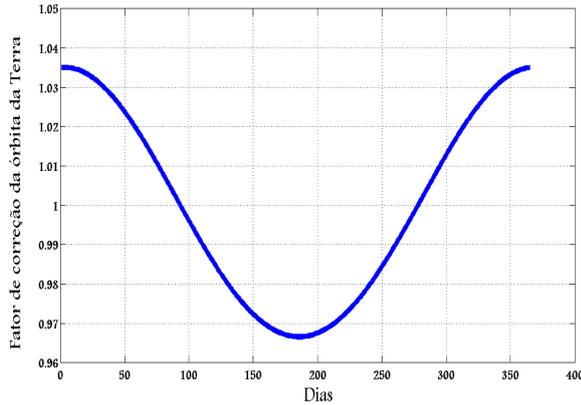
$$\delta = (0.006918 - 0.399912 \cos(\Gamma) + 0.070257 \sin(\Gamma) - 0.006758 \cos(2\Gamma) + 0.000907 \sin(\Gamma) - 0.002697 \cos(3\Gamma) + 0.00148 \sin(3\Gamma))(180/\pi) \quad (2.4)$$

Sendo  $\Gamma$  mostrado na equação 2.3. Esta equação estima  $\delta$  com um erro máximo de 0,0006 *rad*.

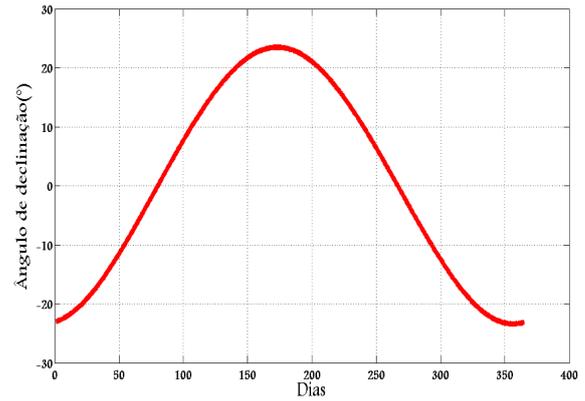
### 2.1.3 Equação do tempo

O tempo solar é baseado na rotação da Terra sobre seu eixo polar e a sua rotação em torno do Sol. Um dia solar é o intervalo de tempo em que o Sol aparece para completar um ciclo em relação a um observador estacionário na Terra. O dia solar varia em comprimento ao longo do ano. Os dois principais fatores para esta variação são os seguintes:

- 1) A Terra varre áreas desiguais no plano da eclíptica enquanto gira em torno do sol.



**Figura 2.1:** *Excentricidade da órbita da Terra*



**Figura 2.2:** *Declinação Solar (graus)*

2) O eixo da Terra está inclinado em relação ao plano da eclíptica.

Isto significa que se um observador está na frente para o equador e estabelece hoje um relógio às 12 horas do meio-dia, quando o Sol está diretamente sobre o meridiano local, depois de um mês às 12 horas do meio-dia, o Sol pode não aparecer exatamente sobre o meridiano local. Uma discrepância de até 16 minutos é possível. Esta discrepância é expressa sob a forma de um fator de correção para o ângulo horário (Figura 2.3) e é medida em relação a um movimento terrestre perfeitamente uniforme. Novamente a partir de Spencer (1971) (65), a série seguinte permite calcular o fator de correção:

$$E_t = (0.000075 + 0.001868 \cos(\Gamma) - 0.032077 \sin(\Gamma) - 0.014615 \cos(2\Gamma) - 0.04089 \sin(\Gamma))(229.18) \quad (2.5)$$

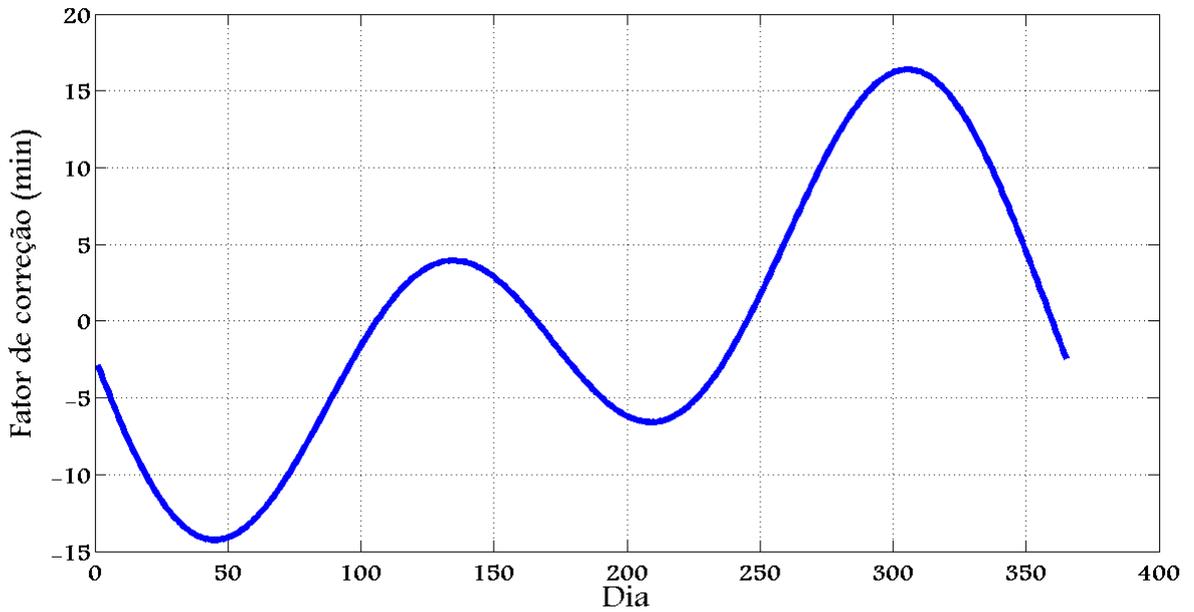
O fator de 229.18 é usado para expressar o resultado em minutos. O erro máximo com esta série é igual a 0,0025 *rad*, equivalente a cerca de 35 s.

Os dados de irradiância solar são geralmente registrados em tempo local aparente (LAT), também chamado tempo solar verdadeiro (TST), portanto é importante fazer a conversão do tempo padrão local (LST) em tempo local aparente (LAT). Para realizar esta conversão, é necessário conhecer o meridiano padrão para o fuso horário local. Todos os meridianos padrão internacionais são múltiplos de  $15^\circ$  para leste ou oeste de Greenwich, Inglaterra. Portanto, todas as tempos padrão são múltiplos do tempo médio de Greenwich (GMT). O tempo local aparente (LAT) para um tempo padrão determinado pode ser calculado pela seguinte expressão:

$$LAT = LST + 4(L_s - L_e) + E_t \quad (2.6)$$

sendo  $L_s$  a longitude padrão e  $L_e$  é a longitude local. A correção de longitude, 4 minutos para cada grau, representa a diferença entre o meridiano local eo meridiano padrão. Note-se que a correção de longitude é positiva se o meridiano local está a leste do padrão e é negativa a oeste do meridiano

padrão. O valor da correção calculado pela equação do tempo  $E_t$  é adicionado algebricamente e pode ser positivo ou negativo.



**Figura 2.3:** Fator de correção do tempo (minutos)

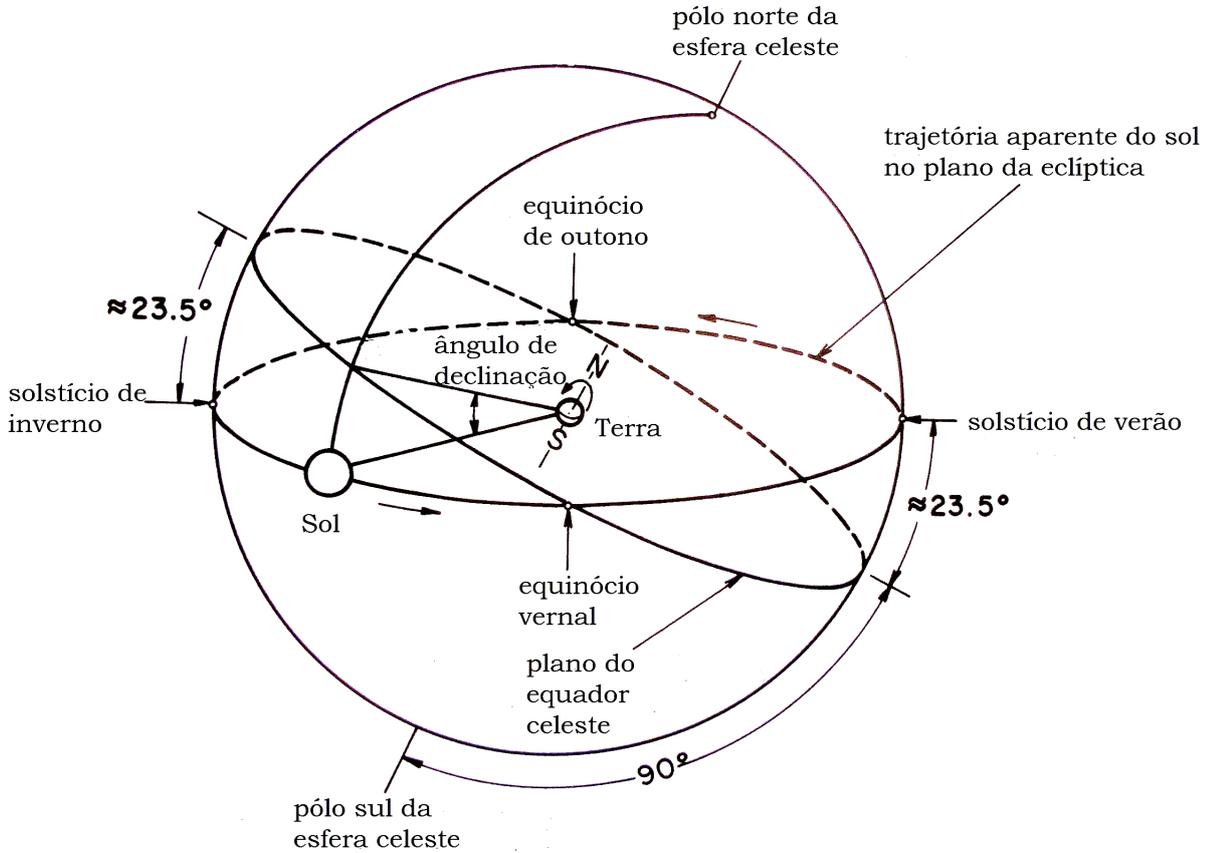
#### 2.1.4 Posição do Sol em relação a superfícies horizontais

Para calcular a irradiância solar que atinge uma superfície horizontal sobre a Terra, é necessário conhecer as relações trigonométricas entre a posição do Sol no céu e as coordenadas da superfície terrestre. Em um determinado momento, um observador na superfície da Terra tem uma posição correspondente na esfera celeste chamado zênite do observador, este é o ponto de intersecção com a esfera celeste de uma normal sobre a superfície da Terra na posição do observador.

O ponto diagonalmente oposto ao zênite local é chamado nadir. O ângulo zenital é o ângulo entre o zênite local e a linha que une o observador com o Sol seu valor varia entre  $0^\circ$  e  $90^\circ$ . A altitude solar (também chamada elevação solar) é a altura angular do Sol acima do horizonte celeste do observador com valores entre  $0^\circ$  e  $90^\circ$ . A altitude solar é o complemento do ângulo zenital. (Figura 2.5)

O azimute solar  $\psi_s$  é o ângulo no zênite local entre o plano do meridiano do observador e o plano de um grande círculo que passa pelo zênite e pelo Sol. É medido leste positivo, norte zero e, portanto, varia entre  $0^\circ$  e  $\pm 360^\circ$ . O ângulo horário  $\omega$  é o ângulo medido no pólo celestial entre o meridiano do observador eo meridiano solar. Contados a partir do meio-dia, ele muda  $15^\circ$  por hora.

Para uma determinada posição geográfica, na ausência de refração na atmosfera da Terra, as relações trigonométricas entre o Sol (o centro do disco solar) e uma superfície horizontal são as seguintes:



**Figura 2.4:** Esfera celeste mostrando o caminho aparente do sol e o ângulo da declinação solar

$$\cos(\theta_z) = \sin(\delta) \sin(\phi) + \cos(\delta) \cos(\phi) \cos(\omega_s) \quad (2.7)$$

and

$$\cos(\psi_s) = \frac{\sin(\delta) \cos(\phi) - \cos(\delta) \sin(\phi) \cos(\omega_s)}{\cos(\alpha_s)} \quad (2.8)$$

As definições dos ângulos apresentados são as seguintes:

$\theta_z$ : Ângulo zênite.

$\alpha_s$ : Altitude solar ou elevação solar.

$\omega_s$ : Ângulo horário.

$\phi$ : Latitude geográfica.

$\psi_s$ : Ângulo azimute solar.

$\delta$ : Declinação Solar.

A equação 2.7 pode ser resolvida para o ângulo horário do nascer do Sol ( $\omega_{sol}$ ) com a condição



### 2.1.5 Posição do sol em relação a superfícies inclinadas

A fim de determinar a posição do Sol em relação a uma superfície inclinada, é necessário calcular a inclinação da superfície em relação à posição horizontal e sua orientação em relação ao meridiano local. As relações trigonométricas entre um plano de qualquer orientação específica em relação à Terra em qualquer momento (se o plano é fixo ou em movimento em relação à Terra) e o raio de radiação solar recebida, pode ser descrito em termos da seguinte fórmula:

$$\cos(\theta) = \cos(\theta_z) \cos(\beta_s) + \sin(\theta_z) \sin(\beta_s) \cos(\psi_s - \psi) \quad (2.12)$$

sendo:

$\theta$  : Ângulo de incidência.

$\theta_z$  : Ângulo zênital.

$\beta_s$  : Inclinação da superfície.

$\psi_s$  : Ângulo azimute solar.

$\psi$  : Ângulo azimute da superfície.

O Ângulo de incidência é o ângulo entre o raio de radiação solar sobre uma superfície e a normal da superfície. O Ângulo zênital é o ângulo entre a vertical e a linha do raio de radiação solar. A inclinação da superfície é o ângulo entre o plano da superfície em relação à horizontal ( $0^\circ < \beta_s < 180^\circ$ ,  $\beta_s > 90^\circ$  significa que a superfície esta virada para baixo). O Ângulo azimute solar é o deslocamento angular a partir do sul da projeção do raio de radiação no plano horizontal. Deslocamentos leste do sul são negativos e oeste do sul são positivos. O Ângulo azimute da superfície é o desvio da projeção num plano horizontal da normal à superfície a partir do meridiano local, com zero sul, leste negativo e oeste positivo ( $-180^\circ < \psi < 180^\circ$ ) (Fig. 5.1).

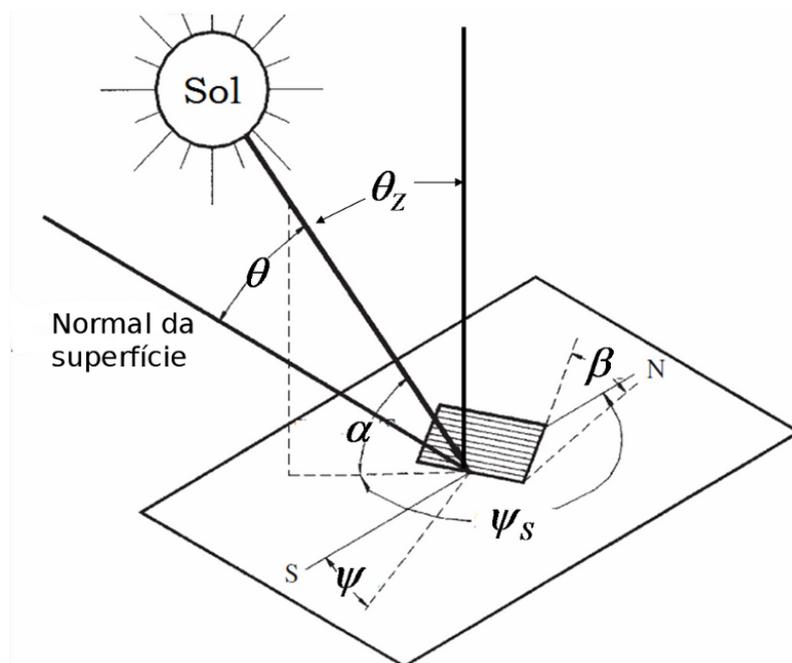


Figura 2.6: Geometria Solar de uma superfície inclinada.

## 2.2 Estrutura vertical média da atmosfera

A distribuição vertical da temperatura, para condições típicas na atmosfera terrestre, mostradas na Fig.2.7, proporciona uma base para dividir a atmosfera em quatro camadas: **troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera**.

A troposfera é marcada geralmente por temperaturas decrescentes com a altura e com um gradiente térmico médio igual a  $6.5\text{ }^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ , na camada limite o gradiente térmico é aproximadamente igual a  $10.0\text{ }^{\circ}\text{C Km}^{-1}$ . O ar troposférico representa, aproximadamente o 80%, da massa da atmosfera e é relativamente bem misturado sendo continuamente purificado ou eliminado de aerossóis por gotículas de nuvens e partículas de gelo, alguns dos quais venham a ficar ao solo, como chuva ou neve. Embutido dentro da troposfera existem algumas camadas finas em que a temperatura aumenta com a altura (ou seja, o gradiente médio é negativo). Dentro destas camadas chamadas zonas de inversão de temperatura observa-se que a mistura vertical do ar é fortemente inibida (Wallace et. al 2006)(66).

Dentro da estratosfera, a mistura vertical do ar é fortemente inibida pelo aumento da temperatura com a altura, tal como se encontra dentro das finas camadas de inversão de temperatura, que às vezes são formadas no interior da troposfera. Processos de nuvens na estratosfera desempenham um papel muito mais limitado na remoção de partículas ou aerossóis injetadas por erupções vulcânicas e as atividades humanas do que eles fazem na troposfera, por isso os tempos de residência de partículas tendem a ser correspondentemente mais longos na estratosfera.

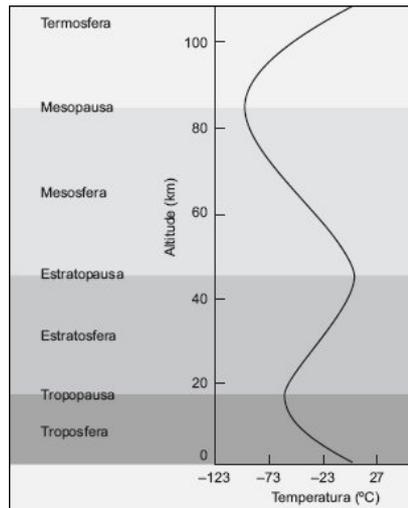
O ar estratosférico é extremamente seco e rico em ozônio. A absorção da radiação solar na região ultravioleta do espectro por esta camada de ozônio estratosférico é crítica para a habitabilidade da Terra. O aquecimento devido à absorção de radiação ultravioleta por moléculas de ozônio é responsável pela temperatura máxima cerca dos  $50\text{ km}$  que define a estratopausa.

Acima da camada de ozônio está a mesosfera, nesta camada a temperatura diminui com a altura até um mínimo que define a mesopausa, região onde o termosfera começa. Na termosfera, existem relativamente poucos átomos e moléculas. Por conseguinte, a absorção energético de uma pequena quantidade de energia solar pode causar um grande aumento na temperatura do ar que pode ser superior a  $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

O aumento da temperatura com a altura no interior da termosfera é devido à absorção da radiação solar, em associação com a dissociação de nitrogênio diatômico e das moléculas de oxigênio (fotodissociação) e da remoção de elétrons dos átomos (fotoionização). As temperaturas na termosfera exterior da Terra variam amplamente, em resposta a variações na emissão de luz ultravioleta e de raios-X emitidas pela atmosfera exterior do Sol (Ahrens 2004 (67)).

### Estrutura vertical da troposfera

A região da atmosfera a partir da superfície até cerca de  $11\text{ km}$  para cima chamada troposfera contém todo o clima com que estamos familiarizados. Quase todo o vapor de água e as partículas



**Figura 2.7:** Camadas de a atmosfera relacionadas com o perfil médio da temperatura do ar acima da superfície da Terra. A linha grossa ilustra como a temperatura média varia em cada camada (Liou 2002 (1)).

de poeira na atmosfera estão na troposfera e especificamente na camada limite. É por isso que a maioria das nuvens são encontrados nesta camada mais baixa. Além disso, esta região é mantida bem agitada pelos escoamentos ascendentes e descendentes do ar.

Acima dos 11 km a partir da superfície a temperatura do ar, geralmente, cessa de diminuir com a altura. Nesta região o gradiente térmico médio é igual a zero. A região onde a temperatura do ar permanece constante com a altura, é referido como a zona isotérmica (igual temperatura). A parte inferior desta zona marca o topo da troposfera e no início da estratosfera. A fronteira que separa a troposfera da estratosfera é chamada tropopausa.

Em geral, a altura da tropopausa muda com a latitude geográfica. Em regiões equatoriais tem altitudes mais elevadas e diminui em elevação perto das regiões polares. Geralmente, a tropopausa é mais elevada no verão e mais pequena no inverno em todas as latitudes. Em algumas regiões, a tropopausa *quebra* é difícil de localizar, nestas regiões se observa que o ar troposférico se mistura com o ar estratosférico e vice-versa. A parte mais baixa da troposfera, onde o atrito com a superfície da Terra influencia o escoamento do ar, é a camada limite planetária (CLP) (Wallace 2006 (66)).

### Estrutura vertical da Camada Limite Planetária

A camada limite planetária (CLP) é a porção inferior da troposfera que é fortemente influenciada pela troca de calor, momento e humidade com a superfície da Terra. Esta camada normalmente tem uma profundidade de algumas centenas de metros até 2 km, dependendo do relevo da superfície e da hora do dia. O fluxo de camada limite é dominado por vórtices turbulentos, que são resultado do aquecimento da superfície e do cisalhamento vertical do vento.

Os efeitos de difusão molecular, ocorrem perto dos milímetros mais baixos da camada limite, às vezes chamada a subcamada viscosa ou microcamada, onde a condução entre o ar eo solo é importante. Acima desta microcamada, a difusão molecular é negligenciável em comparação com

os efeitos de mistura dos vórtices de turbulência. Em virtude da viscosidade molecular e ao fato de que a velocidade do ar deve desaparecer na superfície, o cisalhamento vertical do vento é amplificado muito perto do solo, mesmo quando os ventos são leves, este cisalhamento desempenha um papel crítico na geração mecânica de vórtices turbulentos que transferem calor e umidade para a camada limite inferior.

Assim, embora a viscosidade molecular não influencia directamente movimentos da camada limite acima de alguns centímetros, a sua influência na microcamada é crucial para a formação dos turbilhões que são responsáveis da mistura de toda a camada limite planetária (CLP).

A camada limite planetária (CLP) responde rapidamente a forçantes de superfície. É por esta razão que tem um pronunciado ciclo diurno, em contraste com a atmosfera livre. Em um determinado dia, a profundidade da camada limite é determinada pelo perfil de temperatura atmosférica na manhã, assim como pela intensidade de mistura turbulenta que é determinada pela quantidade de insolação que está associado ao fluxo de calor sensível e pelo cisalhamento vertical médio do vento.

A profundidade da camada limite varia desde algumas dezenas de metros em condições noturnas fortemente estáveis, até vários quilômetros em condições diurnas, quando a parte inferior da camada limite é tipicamente superadiabática e dominam vigorosos movimentos convectivos (Markowsky 2010 (68)).

## 2.3 Balanço de energia superficial

O saldo líquido da densidade de fluxo de radiação solar na superfície considerando ondas curtas e longas do espectro eletromagnético, também conhecido como irradiância líquida ( $Q^*$ ) constitui a fonte primária de energia para os escoamentos atmosféricos, mudanças de fase e processos termodinâmicos reversíveis e irreversíveis, os quais dependem em última instância da quantidade de energia disponível.

A variável ( $Q^*$ ) além de ser o resultado final do saldo de radiação, é também o insumo básico para o balanço energético da superfície. Qualquer desequilíbrio radiativo na superfície é explicado por uma combinação de troca convectiva de ou para a atmosfera, seja na forma de calor sensível ( $Q_H$ ) ou calor latente ( $Q_E$ ), pela energia de condução molecular de ou para o solo subjacente ( $Q_G$ ), e pelo armazenamento de energia na camada limite superficial (CLS) ( $\Delta Q_S$ ). De acordo com Oke (2002) (57), o balanço energético de um volume superficial pode ser descrito pela seguinte equação:

$$Q^* + Q_H + Q_E + Q_G + \Delta Q_S = 0 \quad (2.13)$$

A distribuição exata da irradiância líquida entre  $Q_H$ ,  $Q_E$ ,  $Q_G$  e  $\Delta Q_S$  é regido pela natureza da superfície e pelas habilidades relativas do solo e da atmosfera para o transporte de calor. A distribuição dessas quantidades energéticas que caracterizam uma superfície é provavelmente o mais importante fator do seu microclima (Oke 2002 (57)).

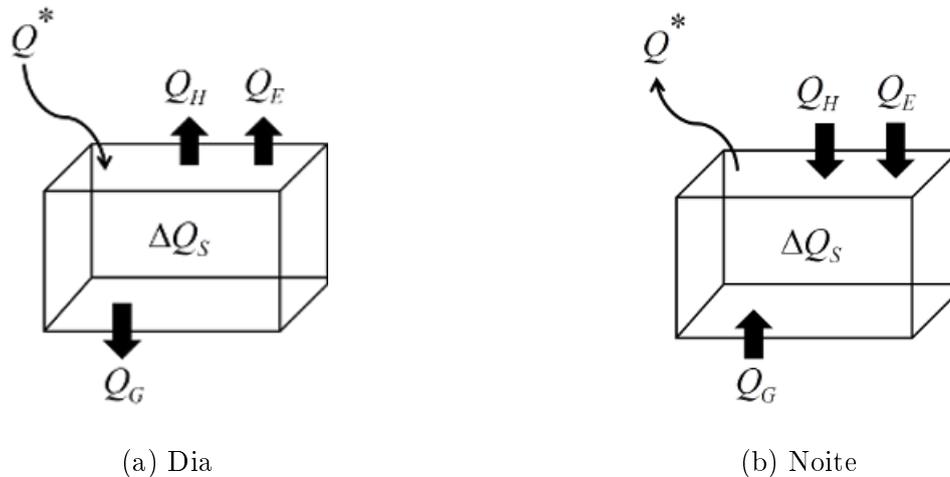
Durante o dia,  $Q^*$  é particionada entre os fluxos  $Q_E$ ,  $Q_G$ ,  $Q_H$  numa superfície continental ve-

getada (Fig. 2.8). Na ausência de déficit hídrico,  $Q_E$  assume um papel dominante, como resultado da disponibilidade de humidade do solo para a evaporação. Se ocorre um déficit hídrico se espera uma diminuição relativa de  $Q_E$  em relação a  $Q_H$ . A convecção é meio mais efetivo de transporte de calor entre a superfície e a Camada Limite Atmosférica (CLA).

Durante a noite, a direcção de  $Q^*$  é invertida (Fig.2.8). A perda radiativa da superfície implica a diminuição de sua temperatura. O gradiente de temperatura vertical na Camada Limite Superficial (CLS) se torna positivo e o fluxo de calor sensível  $Q_H$  se torna negativo, desde que o ar fica mais quente que a superfície. Agora, o fluxo de calor latente  $Q_E$  depende das condições de umidade do ar e da superfície. O fluxo de energia no solo  $Q_G$  se torna positivo (para cima) desde que o subsolo se encontra mais quente que a superfície.

O balanço de radiação na noite tem apenas os termos das irradiancias de onda longa atmosférica (para baixo) e terrestre (para cima). A diferença essencial entre as duas situações convectivas é devido ao facto de que a convecção livre é aumentada durante o dia, mas durante a noite é amortecida pela estratificação da temperatura atmosférica.

A irradiancia global total ou irradiancia líquida ( $Q^*$ ) é uma grandeza comum aos balanços de energia e de radiação na superfície.



**Figura 2.8:** Diagrama dos fluxos envolvidos no saldo de energia diurno (a) e noturno (b) em um elemento de volume sobre a superfície terrestre.

## 2.4 Balanço de radiação superficial

Em geral, é desejável separar a densidade de fluxo de radiação global ( $Q^*$ ) total ou irradiancia líquida, isto é, considerando para todos os comprimentos de onda ( $\lambda$ ), em quatro componentes, expressos no lado direito da equação:

$$Q^* = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (2.14)$$

sendo ( $K \downarrow$ ) a irradiancia de onda curta transmitida para baixo através da atmosfera, ( $K \uparrow$ ) a irradiancia de onda curta refletida para cima, ( $L \downarrow$ ) a irradiancia de onda longa difusa transmitida

para baixo e ( $L \uparrow$ ) a irradiância de onda longa (infravermelho termal) emitida e refletida para cima.

A irradiância solar de onda curta incidente no topo da atmosfera é chamada irradiância solar extraterrestre incidente  $I_{sc}$ , cujo valor pode variar entre extremos de 1360 e 1380  $W m^{-2}$  (Kyle et. al 1985 (69)), levando em conta a variação de 3,5% da distância Sol-Terra.

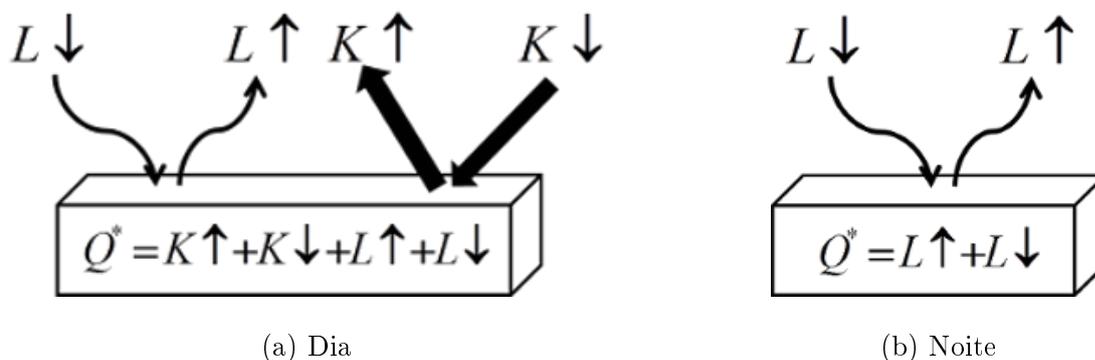
A irradiância de onda curta incidente ( $K \downarrow$ ) que atinge a superfície da Terra é controlada pela irradiância solar no topo da atmosfera e pelos ângulos azimutal e de elevação solar (ou altitude solar que é o complemento do ângulo zênital), com um máximo ao meio-dia local (passagem meridiana do Sol).

A irradiância de onda curta refletida pela superfície ( $K \uparrow$ ) depende da quantidade da irradiância incidente ( $K \downarrow$ ) e do albedo superficial pancromático ( $\alpha$ ). ( $K \uparrow = \alpha K \downarrow$ ).

A irradiância atmosférica de onda longa para baixo ( $L \downarrow$ ) é função da temperatura média da Camada limite Superficial (CLS) e da emissividade atmosférica, que tem valores entre 0,8 e 0,9 sob condições de céu claro a nublado, respectivamente (Sasamori et. al 1972 (14)). A irradiância de onda longa (infravermelho termal) emitida e refletida para cima ( $L \uparrow$ ) é similarmente regida pela temperatura e emissividade da superfície terrestre.

$$L \uparrow = \epsilon_0 \sigma T_0^4 + (1 - \epsilon_0) L \downarrow \quad (2.15)$$

Nesta expressão  $\epsilon_0$  é a emissividade da superfície,  $\sigma$  a constante de Boltzman e  $T_0$  a temperatura da superfície.



**Figura 2.9:** Diagrama dos fluxos envolvidos no saldo de radiação diurno (a) e noturno (b) em um elemento de volume sobre a superfície terrestre.

Numa determinada localização, os termos  $K \downarrow$  e  $L \downarrow$  mostram uma ligeira variabilidade espacial porque eles são regidos por efeitos atmosféricos de grande escala ou pelas relações geométricas Terra-Sol. Por outro lado,  $K \uparrow$  e  $L \uparrow$  são regidos por factores sensíveis e específicos da superfície terrestre ( $\alpha, \epsilon_0, T_0$ ), portanto, são estes termos que regem as diferenças de saldo de radiação  $Q^*$  entre as superfícies na mesma região local.

Em conclusão, deve se notar que a gama de valores de  $Q^*$  sobre diferentes superfícies é amorte-

cido por um mecanismo interno de retroalimentação negativo. Isto significa que uma superfície com um albedo baixo irá absorver boa quantidade de radiação de onda curta, mas a não ser que possua canais para a dissipação rápida de calor, isso irá resultar numa elevada temperatura superficial. Assim, um ganho grande de energia radiante de onda curta será compensado, pelo menos em parte, por uma perda considerável de energia radiante de onda longa (Eq.2.15).

Em horas do dia, estão presentes tanto as irradiâncias de onda curta ( $K \downarrow$  e  $K \uparrow$ ) como as de onda longa ( $L \uparrow$  e  $L \downarrow$ ), na noite, só se mantêm as irradiâncias de onda longa (Fig.2.9). Para calcular os termos radiativos do *balanço de energia superficial*, e em particular a irradiância incidente de onda curta ( $K \downarrow$ ), precisamos considerar os processos de **transferência radiativa** através da atmosfera.

## 2.5 Transferência radiativa na atmosfera

Transferência radiativa é o processo físico de transferência de energia em forma de radiação electromagnética. A propagação de radiação através da atmosfera é afetada pelos processos de absorção, emissão e espalhamento da radiação solar pelos diversos constituintes atmosféricos.

A dispersão e absorção de radiação por moléculas de gás e aerossóis contribuem na extinção da radiação solar e terrestre que passa através da atmosfera. Estas contribuições são proporcionais a três fatores: (1) a intensidade da radiação em cada ponto ao longo do caminho do raio de radiação direta, (2) a concentração local dos gases e/ou partículas presentes na atmosfera e (3) a eficácia dos absorventes ou dispersores.

Em geral, as propriedades radiativas dos constituintes atmosféricos podem variar rapidamente com a mudança das principais variáveis meteorológicas, tais como a temperatura, a umidade, a precipitação, e a quantidade de aerossóis, os quais, tem uma influência importante sobre o balanço de radiação na superfície.

A modelagem da radiação atmosférica é, portanto, potencialmente muito complexa e deve envolver algumas aproximações para que possam ser utilizadas em aplicações do tempo e clima. Os conceitos fundamentais que devem ser levados em consideração são os seguintes: Primeiro, a representação cada vez mais precisa e eficiente dos processos radiativos na atmosfera, no clima e nos modelos climáticos. Segundo, o melhor entendimento das parametrizações da interação da radiação com os constituintes atmosféricos e com os aerossóis. Terceiro, uma melhor compreensão e representação da interação da radiação com a superfície terrestre (Liou 2002 (1)).

Uma descrição dos modelos mais conhecidos utilizados para simular as componentes da irradiância solar de onda curta são mostrados na subsecção 2.5.1.

### 2.5.1 Modelos de transferência radiativa na atmosfera

Em geral, a primeira abordagem utilizada no estudo da radiação atmosférica considera uma atmosfera plano-horizontal com propriedades radiativas uniformes. Neste modelo se utilizam valores medios para definir a altura equivalente da atmosfera e dos coeficientes de absorção e espalhamento

na atmosfera modelada. O modelo plano-horizantal (Liou 2002 (1)) obtém a distribuição bidimensional do **balanço de radiação** em superfície.

O passo seguinte foi considerar o efeito da variação das propriedades radiativas da atmosfera, associadas com a distribuição vertical dos constituintes do ar. Nesta aproximação, o modelo se apresenta tridimensional, mas ainda plano-horizantal (não esférico). Comumente, a *transferência radiativa* neste tipo de modelo é aproximada pela hipótese de dois fluxos verticais de radiação, um ascendente e outro descendente (conhecida em inglês como *two-stream approximation*).

Um pioneiro no estudo e modelagem da radiação atmosférica foi Samuel P. Langley (1840-1906)(70), que no verão de 1881 escalou o Monte Whitney, na Califórnia, medindo a queda de temperatura com a diminuição do ar. Ele corretamente inferiu que, sem qualquer quantidade de ar, a temperatura da Terra seria menor ainda, uma demonstração direta do chamado efeito estufa. Langley demonstrou com cálculos que se a atmosfera não absorver a determinados tipos de radiação, a temperatura ao nível do solo cairia bem abaixo de zero.

Em 1896, Svante Arrhenius (71) desenvolveu um modelo numérico de transferência de radiação para ambientes com diferentes quantidades de dióxido de carbono  $CO_2$ . Ele fez a matemática não apenas para uma coluna média global, mas também para um conjunto de colunas, cada uma representando a média para uma zona de latitude. Mas a teoria de Arrhenius não levou em consideração fatores essenciais do processo de transferência de radiação através da atmosfera. Sobre tal fundamento instável, e sem ferramentas computacionais adequadas, só deu uma descrição aproximada de como a radiação solar interagem com os gases atmosféricos. O principal desafio foi calcular como a radiação passa através da atmosfera e qual e a sua influência na temperatura da superfície terrestre.

Um marco importante foi o trabalho de George Simpson (1928), (72). Ele foi o primeiro a reconhecer que era necessário levar em conta, em detalhes, como a radiação é absorvida ou transmitida em diferentes partes do espectro pelo vapor de água e os outros constituintes atmosféricos. Simpson também calculou como os ventos carregam energia dos trópicos aquecidos pelo Sol para os pólos, não só como calor em gases do ar, mas também como energia calorífica armazenada em vapor de água.

Em 1938, G.S Callendar, (73), apresentou um cálculo dividindo a atmosfera em doze camadas, Callendar tentou calcular a quantidade de radiação solar para baixo na superfície de cada camada, e como a quantidade de radiação mudaria se mais  $CO_2$  fosse adicionado, mas não levou em conta o transporte de calor devido à convecção do ar.

Na década de 1960, Syukuro Manabe (74), que foi pioneiro no uso de computadores para simular a mudança climática global e as variações climáticas naturais, juntamente com outros colaboradores desenvolveram o primeiro modelo de transferência radiativa aproximadamente realista. Eles começaram com uma faixa unidimensional vertical da atmosfera em média sobre uma zona de latitude ou sobre todo o globo. Nesta coluna de ar modelaram características sutis mas importantes.

Em particular, nas camadas de ar em diferentes altitudes, o modelo considera um balanço diferente entre a forma em que as nuvens aprisionam a radiação e aquecem o planeta, ou reflete a luz solar de volta para o espaço e resfria-lo. Estes saldos mudariam quando o aquecimento do planeta adicione umidade ao ar. Ainda mais importante, Manabe incluiu um cálculo de como as correntes ascendentes de ar carregam calor a partir da superfície, que foi um avanço crucial no tento de calcular a temperatura da superfície terrestre, considerando apenas o saldo de energia de radiação que atingem e saim da superfície.

Manabe entendeu que uma quantidade significativa de energia deixa a superfície não só como radiação, mas também como convecção, no aumento de ar quente. Se a superfície fosse mais quente a convecção levaria mais calor para acima. Ele também descobriu que uma quantidade significativa de calor é transportada como energia de calor latente no vapor de água. A energia eventualmente atinge as núveis finas perto do topo da atmosfera, e é irradiada para o espaço a partir daí. Em 1967, após melhorias em colaboração com Richard Wetherald, (Manabe et.al 1967 (75)), Manabe estava pronto para testar o aumento do nível de  $CO_2$  na atmosfera. O resultado foi o primeiro cálculo convincente do aquecimento do efeito estufa global.

Mesmo assim, os modelos ainda não levaram em conta o efeito da poeira e outros aerossóis. O modelo pioneiro de balanço de radiação que incorporou aerossóis foi o modelo de Freeman et.al (1979) (76). Uma tentativa mais completa e fundamentada de considerar o problema surgiu em 1971, quando Rasool et. al (1971)(77) da NASA, trabalharam num modelo de equilíbrio de radiação de médias globais, com valores fixos de umidade relativa do ar e de nebulosidade. A característica pioneira do seu modelo foi um cálculo estendido para partículas de poeira. Eles descobriram que a forma como os seres humanos estavam colocando aerossóis na atmosfera poderiam afetar significativamente o balanço de radiação.

Outros cientistas trabalharam com modelos de balanço energético zonal, com a estrutura vertical da atmosfera como dado e calculando uma média em regiões de igual latitude. Estes modelos estimavam rapidamente as temperaturas da superfície do equador ao pólo. Também foram úteis para ter uma idéia dos efeitos em situações como mudanças no albedo do gelo, ou alterações na órbita da Terra.

Estes modelos também foram utilizados como bancos de testes para o uso das **parametrizações**, modelos com equações ou tabelas simples de números que os modeladores construíram para representar quantidades médias dos constituintes atmosféricos que eles não tinham a possibilidade de calcular para cada metro cúbico de atmosfera.

Estas parametrizações formaram a base de modelos bidimensionais mais complexos, variando a longitude e latitude, tornando-se úteis principalmente como projetos-piloto e testes para modelos em três dimensões chamados *Modelos de Circulação Geral* (MCG), (Washington et. al 1984 (78)).

Neste contexto, dezenove modelos parametrizados básicos que predizem a irradiância direta normal (IDN), utilizando um esquema espectralmente integrado foram identificados após uma extensa

revisão da literatura por Gueymard (2003)(79). Todos os modelos são apresentados em ordem alfabético e revisados em suas características gerais.

A lista de possíveis variáveis atmosféricas - além da posição solar (ângulo zênite ou elevação solar), da pressão atmosférica local ( $p$ ), da temperatura local ( $T$ ) e da coluna vertical de água precipitável ( $u_w$ ) que são as entradas necessárias comuns a todos os modelos - é mostrada na Tabela 2.1.

- Quantidade de ozônio na coluna vertical ,  $u_o$  (atm-cm)
- Quantidade de  $NO_2$  na coluna vertical da troposfera,  $u_{nt}$  (atm-cm)
- Quantidade de  $NO_2$  na coluna vertical da estratosfera,  $u_{ns}$  (atm-cm)
- Coeficiente de turbidez espectral de Ångström ,  $\beta$  (sem unidade)
- Expoente de comprimento de onda de Ångström,  $\alpha$  (sem unidade)
- Coeficiente de turbidez de banda larga de Unsworth-Monteith,  $\tau_a$  (sem unidade).

Modelo	$u_o$	$u_{ns}$	$u_{nt}$	$u_n$	$\tau_a$	$\beta$	$\alpha$
Bird	•					•	•
CEM					•		
Choudhury	•					•	
CPCR2	•					•	•
Dogniaux						•	
Iqbal A	•					•	•
Iqbal B	•					•	
Iqbal C	•					•	•
King e Buckius						•	•
METSTAT	•				•		
MLWT1	•	•	•		•	•	
MLWT2	•	•	•		•	•	
MMAC					•		
Molineaux						•	
MRM	•					•	•
Perrin	•					•	
Power	•			•		•	
Psiloglou	•						
PSIM						•	
REST	•			•	•	•	
Rodgers					•		
Santamouris	•					•	•
Yang	•				•	•	

**Tabela 2.1:** Variáveis atmosféricas de entrada para todos os modelos considerados. As possíveis entradas são: a concentração de ozônio total ( $u_o$ ), a concentração de dióxido de nitrogênio estratosférico ( $u_{ns}$ ), a concentração de dióxido de nitrogênio troposférico ( $u_{nt}$ ), a concentração total de dióxido de nitrogênio ( $u_n$ ), a profundidade óptica de aerossóis de banda larga ( $\tau_a$ ), o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ) e o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ).

Para todos os modelos,  $I_{bn}$  é a irradiância direta normal,  $I_{0n}$  é a irradiância extraterrestre (ou seja, a constante solar as vezes o fator de correção da distância Sol-Terra),  $\theta_z$  é o ângulo zênite do Sol, e  $\alpha_s$  o ângulo de elevação solar ( $\alpha_s = 90 - \theta_z$ ).

O modelo original de Bird et. al (1981) (17) e Hulstrom et. al (1981)(18) foi usado de base para o modelo IQC de Iqbal, também como base do modelo METSTAT mais recente (80). O Modelo CEM foi apresentado por Atwater et.al (1978)(81). Como foi originalmente apresentada, todas as equações utilizadas neste modelo são simples, excepto a equação da transmitância dos aerossóis, que é calculada como uma função de um coeficiente de absorção de volume de aerossóis não específico.

Uma publicação anterior (Atwater et. al 1974 (82)) descreve o processo de derivação deste coeficiente com base na teoria de Mie. Outras duas outras características notáveis neste modelo são as seguintes: (1) nenhuma dependência do ozônio é considerada. (2) a absorptância do vapor de água é utilizado pelo modelo em vez da transmitância.

O modelo de Choudhury (1982)(83) adota, em sua maior parte, as equações propostas anteriormente por Hoyt (1978)(15). A contribuição específica de Choudhury consistiu nas equações. (3) e (10) - (12) do seu artigo. Uma vez que este modelo utiliza o conceito de taxas de absorção, em vez da transmitância (como no modelo CEM que acabamos de descrever), a transmitância para o processo de extinção "i" tem sido avaliada como  $T_i = 1 - e_i$ , onde  $e_i$  é a razão de absorção correspondente (a partir de equações. (1) - (4) no artigo de Choudhury).

O Modelo CPR2 é um modelo de duas bandas com um comprimento de onda de separação igual a 0,7 mm. Verificou-se ser um modelo com ótimo desempenho em varios estudos (Gueymard 1993 (30)); (Battles et. al 2000(84)) e é completamente descrito em Gueymard (1989)(24). O modelo de Dogniaux (1973)(85) primeiro calcula o coeficiente de Linke  $T_L$  a partir da elevação solar  $\alpha_s$ , da coluna vertical de água precipitável  $u_w$  e do coeficiente de turbidez do Angstrom  $\beta$ , usando uma expressao empirica mostrada no seu artigo, em seguida, calcula a irradiância direta com uma função exponencial do parametro de turbidez do Linke.

No modelo de King e Buckius (1979)(86) a turbidez pode ser especificada por  $\beta$  ou pela "visibilidade". Este modelo de céu claro foi selecionado para formar a base de um modelo mais completo para diversas condições atmosféricas (Ideriah 1981(87)). O modelo MAC original (Davies 1989(21)) tem sido utilizado em várias formas, por diferentes autores (Freund et.al 1983(88)), (Uboegbulam et.al 1983(89)). Foi revisto e avaliado num estudo de Gueymard (1993)(30), com a conclusão de que a sua expressão simplista para a transmitância dos aerossóis foi geralmente piorando seu desempenho de forma significativa.

Como o modelo C de Iqbal, o modelo METSTAT (Maxwell et. al 1998 (80)) é baseado no modelo de Bird. As modificações são: o coeficiente constante é igual a 0,9751 na equação para irradiância direta como no modelo IQC de Iqbal. É usada uma expressão diferente para a transmitância do vapor de água  $\tau_w$  e por último é usada uma expressão diferente para a massa de ar (Kasten et. al 1998 (90)). Este modelo tem sido utilizado para prever irradiâncias em 239 localizações para a Base

Nacional de Dados de Radiação Solar dos EUA (NSRDB), conforme foi documentado em (Maxwell et. al 1991 (91)).

O modelo de Molineaux et.al 1995 (92) é comparável à do Dogniaux porque é baseado no cálculo do coeficiente de Linke  $T_L$ . O Modelo de Radiação Meteorológico (MRM) tem sido desenvolvido para prever as componentes da irradiância solar sob diversas condições atmosféricas possíveis, não só no caso de céu claro. Tem sido descrita em várias publicações (Kambeizidis et.al 1997 (93)); (Muneer et.al 1998 (94)); (Muneer et.al 2000 (95)); (Muneer et.al 1997 (96)), com algumas variações. Este modelo é utilizado para avaliar a irradiância solar em diferentes projectos europeus.

O Modelo de transmitância ponderada de múltiplas camadas (MLWT1) originalmente desenvolvido tanto como um método radiativo e de predição de turbidez (Gueymard 1998 (32)) tem algumas particularidades: é o único modelo operacional conhecido da literatura baseado no conceito relativamente novo de ponderação espectral de multicamada (Molineaux et.al 1996 (97)). Este método evita as limitações da lei de Beer-Bouguer-Lambert, quando é aplicado a grandes bandas espectrais.

Também exige parametrizações mais complexas porque a transmitância de uma camada atmosférica depende das características espectrais de todas as camadas acima. Em vez disso, esta técnica normalmente garante uma melhor precisão no modelagem global das irradiâncias solares. O modelo MLWT1 também tem em conta o efeito variável da irradiância circumsolar (ue aumenta com a turbidez e a massa de ar). Todas as equações necessárias podem ser encontradas em Gueymard (1998) (32)).

O Modelo de Irradiância Solar Parametrizado (PSIM) desenvolvido por Gueymard (1993a) (25), é um tipo especial de modelo onde a irradiância é parametrizada como uma função de  $\beta$  e do seno da elevação solar, em vez da massa de ar - permitindo assim uma integração algébrica ao longo do tempo. Mais conhecido por seus modelos empíricos adaptadas ao clima francês, Perrin de Brichambaut também desenvolveu algumas equações simples (Perrin et.al 1982(98)) que podem ser combinadas para formar um modelo de irradiância completa.

O modelo de Power usa a mesma abordagem do modelo PSIM, este modelo prevê irradiâncias solares a partir de funções de elevação solar invés da massa de ar (Power et.al 2001a (99)). Isto forma a base de um modelo de irradiância diária (Power, 2001b) que pode ser invertida para obter a turbidez diária média (Power et.al 2001b (100)).

O modelo de Psiloglou completo é descrito em Psiloglou et.al 1994 (101)). Uma característica especial do modelo é que a transmitância dos gases misturados é obtida como um produto de cinco transmitâncias individuais, uma para cada um dos gases que são uniformemente misturados na atmosfera:  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $CO_2$ ,  $N_2$ ,  $O$  e  $S_2$ .

O modelo proposto chamado de 'Avaliação de Referência de Transmitância Solar' (a seguir, REST) cuja forma básica funcional é semelhante a os outros modelos, excepto que a absorção total de  $NO_2$  é tomada em consideração por meio de uma transmitância específica ( $T_n$ ).

O modelo de irradiância parametrizado de Rodgers prevê a irradiância direta normal ( $I_{bn}$ ) (Rodgers et.al 2003 (102)), a partir da transmitância causada pela atenuação por aerossóis ( $t_a$ ), pela quantidade de água precipitável ( $u_w$ ) e pela masa de ar ( $m_a$ ), sem calcular as transmitâncias atmosféricas separadas.

O modelo de transmissão de Santamouris (1991)(103) consiste em uma reavaliação do modelo de Bird, com diferentes coeficientes numéricos. O modelo de irradiância solar de Yang (2001)(104) é baseado no produto de transmitâncias e exploram a ideia de comprimentos de onda eficazes, como no modelo CPCR2.

Na presente dissertação serão utilizados os modelos parametrizados de irradiância solar do Iqbal IQA, IQB e IQC, devido à sua comprovada precisão e ao seu relativamente pequeno número de parâmetros de entrada.



## Capítulo 3

# Metodología

Neste capítulo mostram-se os procedimentos metodológicos teóricos e experimentais utilizados no desenvolvimento dos objetivos da presente dissertação. A seção 3.1 apresenta as características mais importantes do local de medição localizado na ilha de Fundão, na Região Metropolitana de Rio de Janeiro. A seção 3.2 apresenta uma descrição dos mais importantes instrumentos para medir as componentes dos fluxos radiativos.

A seção 3.3 apresenta uma visão geral dos conceitos e equações mais importantes utilizadas nos modelos físicos parametrizados para o cálculo das irradiâncias solares. Uma descrição detalhada dos conceitos e das expressões matemáticas para o cálculo das transmitâncias e irradiâncias parametrizadas utilizadas nos modelos de IQA, IQB e IQC de Iqbal são mostradas nas subseções 3.3.1, 3.3.2 e 3.3.3, respectivamente.

A seção 3.4 apresenta as características principais usadas no processo de otimização e ajuste dos parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície, os quais são usados pelos modelos de irradiância solar. Em particular, foi usado o método de Força Bruta de otimização de parâmetros.

A verificação estatística dos modelos otimizados foi avaliada com um conjunto de parâmetros estatísticos mostrados na seção 3.5. Finalmente, a seção 3.7 apresenta as características mais importantes dos satélites TERRA e AQUA e do sensor MODIS utilizado para obter as variáveis meteorológicas requeridas pelos modelos de irradiância solar de onda curta.

### 3.1 Local de observação

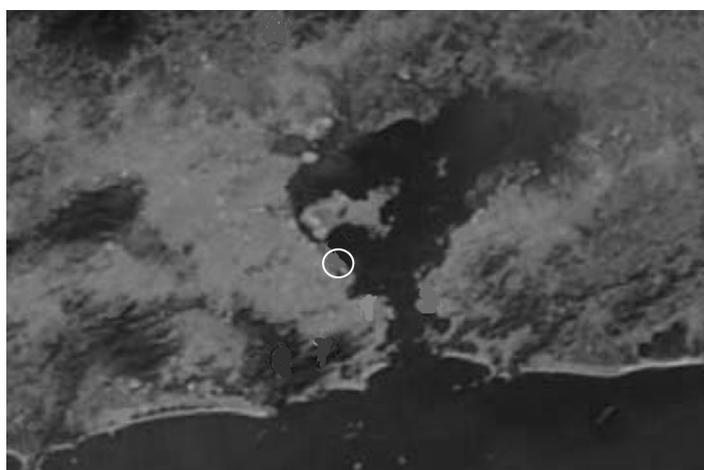
A Região Metropolitana do Rio de Janeiro (MARJ), cobre uma área equivalente a  $5,644 \text{ km}^2$ , sua topografia é bastante complexa, com formações rochosas intercaladas com áreas urbanas e naturais ao longo da costa e ao redor da Baía de Guanabara (Fig.3.1). Entre todas as áreas metropolitanas brasileiras, os 20 distritos administrativos que constituem a MARJ representam a maior densidade demográfica urbana, com uma população estimada em cerca de 11,6 milhões (IBGE 2008 (105)).

De acordo com a classificação de Koppen (Kottek et.al 2006 (106)), o clima desta região é definida como A, isto é, clima subtropical úmido e chuvoso. A temperatura do ar na superfície tem uma amplitude térmica aproximada de  $5^\circ\text{C}$ , com máximas em torno de  $27^\circ\text{C}$ . Nos meses de verão

(Dezembro-Fevereiro), é comum observar temperaturas superiores a  $30^{\circ}C$ , nos meses de inverno (Junho-Agosto), a diminuição de temperatura está relacionada com a passagem de frentes frias, o que resulta em mínimos aproximados de  $18^{\circ}C$ .

A distribuição mensal da umidade relativa do ar tem pouca variabilidade ao longo do ano, com valores acima de 75%. Isto mostra uma grande disponibilidade de vapor de água sobre a região, decorrentes de influências marítimas e da grande área vegetal.

Devido a sua localização geográfica, topografia complexa e heterogeneidades superficiais da área metropolitana, as condições meteorológicas da MARJ sofrem, numa escala local, os efeitos da penetração da brisa marítima e terrestre, que juntas geram o efeito conhecido como ilha de calor urbana (ICU) (Marques Filho et.al 2009 (107)).



**Figura 3.1:** O domínio da MARJ. Imagem do satellite (EOS, 2008) com a localização da estação meteorológica. O círculo branco mostra de localização do LabMim na ilha do Fundão. ( $22^{\circ}51'27'' S$ ,  $43^{\circ}13'58'' W$ ).

As variáveis meteorológicas, velocidade e direção do vento do vento, pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa e precipitação são medidos com alta frequência de amostragem, utilizando a mini-estação meteorológica Vaisala modelo WXT520 (Fig. 3.2(a)).

## 3.2 Medição dos fluxos radiativos na superfície

Os principais instrumentos utilizados para medir as componentes dos fluxos radiativos na superfície estão listados na Tabela 3.1. Eles representam uma grande variedade de configurações instrumentais, mas desenhos mais modernos utilizam uma pilha termoelétrica de junção múltipla para converter o fluxo de radiação recebida numa resposta térmica, e logo numa sinal de tensão adequada para controlo electrónico.

A superfície de recepção da pilha termoelétrica é frequentemente coberta por uma cúpula de vidro, quartzo o polietileno, que atua como: uma protecção contra os danos causados pelo tempo, um filtro espectral para distinguir ondas curtas e ondas longas dos fluxos de radiação e um meio de padronização de troca de calor por convecção na superfície da pilha termoelétrica para reduzir os efeitos da velocidade do vento no equilíbrio energético do instrumento (Brock et.al 2001 (108)).

### Irradiância de onda curta

A Figura 3.2(b) mostra um piranômetro típico usado para medir a irradiância de onda curta de entrada sobre uma superfície horizontal ( $K \downarrow$ ). A pilha termoelétrica é coberta por duas cúpulas de vidro, cuja propriedades radiativas são tais que apenas permitem a passagem de radiação na banda de  $0,3 - 3,0 \mu m$  para a superfície de recepção.

Neste caso, a superfície receptora é pintada com uma tinta óptica preta para que tenha uma capacidade de absorção muito elevada. Metade das termo-junções estão ligados a tiras finas, cujas temperatura mudam rapidamente quando muda  $K \downarrow$ , os outros estão ligados ao corpo do instrumento cuja temperatura muda lentamente.

Em outros desenhos as junções estão alternadamente em contacto com superfícies brancas e pretas. Um piranômetro invertido, detecta a irradiância de onda curta reflectida a partir da superfície subjacente ( $K \uparrow$ ). Por tanto o albedo da superfície ( $\rho_g$ ) pode ser obtido com a equação:  $\rho_g = K \uparrow / K \downarrow$ .

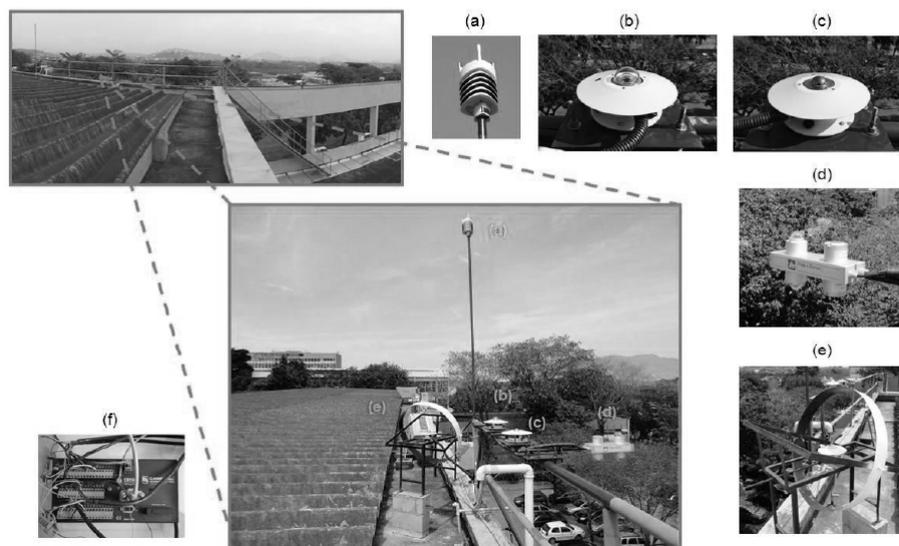
Um piranômetro pode se tornar um difusômetro (Fig. 3.2(e)) por adição de um anel de sombreamento na posição correta para obscurecer a superfície de detecção do raio de irradiância directa o tempo todo. O instrumento, portanto, mede apenas a irradiância difusa de onda curta (após uma correção feita para corrigir a quantidade de irradiância difusa bloqueada pelo anel).

Se ao mesmo tempo é medido  $K \downarrow$  com um piranômetro não sombreado, então a quantidade de irradiância directa ( $S$ ) pode ser obtida por diferença a partir da equação:  $I_{dir} = K \downarrow - I_{dif}$ . Sendo  $K \downarrow$  equivalente à irradiância global solar.

A irradiância solar global de onda curta tem sido regularmente medida desde Novembro de 2010 e a irradiância difusa desde Outubro de 2011 no "Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem",

<b>Instrumento</b>	<b>Definição</b>
Radiômetro	Instrumento de medição de radiação
Pirradiômetro	Mede a radiação total para o ângulo sólido $2\pi$ incidente numa superfície plana ( $Q \uparrow$ or $Q \downarrow$ )
Pirradiômetro global	Mede a radiação total líquida (onda curta e longa) ( $Q^*$ )
Piranômetro	Mede a radiação de onda curta incidente para o ângulo sólido $2\pi$ numa superfície plana ( $K \uparrow$ or $K \downarrow$ )
Piranômetro global	Mede a radiação de onda curta líquida ( $K^*$ )
Pirheliômetro	Mede a radiação directa de onda curta em incidência normal
Difusômetro	Piranômetro e um dispositivo de sombra utilizado para medir a radiação difusa de onda curta ( $I_{dif}$ )
Pirgeômetro	Mede a radiação de onda longa sobre uma superfície horizontal enegrecida à temperatura do ar ambiente

**Tabela 3.1:** Instrumentos de medição para o saldo de radiação



**Figura 3.2:** Plataforma de instrumentação radiométrica do LabMiM: (a) Mini-estação meteorológica de Vaisala modelo WXT520, (b) Piranómetro Eppley modelo PSP; (c) Pirgeómetro Eppley modelo PIR, (d) Radiómetro neto Kipp & Zonn modelo CNR1 (e) Plataforma móvil con anel de sombreamento, equipado con um modelo de PSP piranómetro para medir a componente difusa da irradiância solar.

localizado na cidade de Rio de Janeiro Cidade, Brasil, por um conjunto de piranômetros (construídos por Eppley Lab. Inc. modelos PSP1 e PSP2) (Fig. 3.2(b,c)) e por um dispositivo de banda de sombreamento, com o nome de "dispositivo detector móvel"(Fig. 3.2(e)).

Os piranômetros modelo PSP, construídos por Eppley são concebidos para medir a irradiância solar, e consistem de uma termopilha de multi-junção circular capaz de suportar vibrações mecânicas e colisões graves. Seu receptor está revestido com uma "tinta"preta (absorção selectiva) e tem dois hemisférios incluídos, os quais são fabricados com um vidro transparente à gama espectral entre  $0,285 \mu\text{m}$  e  $2,8 \mu\text{m}$  de modo uniforme, esta gama correspondem a espectro electromagnético visível e infravermelho próximo. As especificações gerais dos piranômetros PSP são apresentados na Tabela 3.2.

Temperatura de Operação	$-40^{\circ}\text{C}$ to $+80^{\circ}\text{C}$
Intervalo espectral	$0,285 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 2,80 \mu\text{m}$
coseno	$\pm 1\%$ range $0^{\circ}$ to $70^{\circ}$ $\pm 3\%$ range $70^{\circ}$ to $80^{\circ}$
Linearidade	$\pm 0,5\%$ ( $0 - 2800\text{W m}^{-2}$ )
Sensibilidade	$9 \mu\text{V/W m}^{-2}$
Impedância	$650 \Omega$

**Tabela 3.2:** Especificações gerais dos piranômetros PSP.

A fim de medir a irradiância difusa foi utilizado um dispositivo de sombreamento de banda. Neste dispositivo, o anel é fixo e a variação anual da posição da sombra é seguido pelo deslocamento do detector horizontal. O anel está inclinado para o norte com um ângulo igual à latitude do local e o detector é movido no plano de deslocamento, manualmente, por meio de um mecanismo de parafuso que permite centralizar o detector à sombra do anel.

Com a finalidade o sombreamento excessivo da banda de sombra, foi usado um fator de correção descrito em alguns estudos anteriores. Todas as medidas foram tomadas numa plataforma localizada na parte superior do "Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro", ao lado ocidental, ao nível do mar ( $22^{\circ}51'27''$  S,  $43^{\circ}13'58''$  W), com uma frequência de amostragem de 0,017 Hz e armazenados em intervalos de 1 min. O sistema instrumental utilizado foi recomendado por Oliveira et.al 2002 (58).

Com instrumentos calibrados periodicamente, inspeções frequentes e controle detalhada da qualidade dos dados, se estima que a precisão de campo total (incluindo erros sistemáticos e aleatórios) é aproximadamente igual a  $\pm 7 - 10\%$  para piranômetros Gueymard 1993 (30). Embora nenhuma análise de incerteza estava disponível para os dados experimentais conjuntos apresentados na presente dissertação, por tanto, todos foram obtidos com o aparentemente maior cuidado possível, de modo que as incertezas acima mencionadas devem ser válidas para eles.

### Irradiância líquida

Um pirradiometro líquido tem como função medir o saldo líquido de irradiância do sistema Terra-atmosfera (onda curta mais onda longa). A superfície receptora de um pirradiometro líquido é uma placa enegrecida através da qual existe uma pilha termoeletrica com um conjunto de junções em contacto com a face superior e o outro conjunto ligado à face inferior.

Com a placa alinhada paralelamente à superfície, a saída da termopilha está relacionada com a diferença de temperatura ao longo da placa, e esta é proporcional à diferença entre o fluxo de radiação total de entrada ( $Q \downarrow = K \downarrow + L \downarrow$ ) e de saída ( $Q \uparrow = K \uparrow + L \uparrow$ ) para todos os comprimentos de onda ( $Q^* = Q \downarrow - Q \uparrow$ ).

No entanto, a diferença de temperatura é realmente uma expressão da diferença dos balanços de energia das duas faces e estas são afectadas por convecção assim como por trocas radiativas. Para superar os efeitos das diferenças de vento sobre as duas faces da placa ou são vigorosamente ventiladas a uma taxa constante, e/ou são protegidas por uma cúpula hemisférica de polietileno. Este material é escolhido porque é praticamente transparente à radiação com comprimentos de onda na gama de 0,3 a 100  $\mu m$ .

O pirradiometro global mostrado na figura 3.2(d) é do tipo de cúpula de polietileno. As cúpulas finas são mantidas infladas por um fornecimento constante de nitrogênio ou ar seco que circula entre as cúpulas superiores e inferiores e ajuda a igualar a troca convectiva.

Este modelo também é fornecido com ventilação no exterior que auxilia ainda mais o equilíbrio convectivo que impede a acumulação de poeiras ou orvalho nas cúpulas. Essas substâncias devem ser removidas porque elas absorvem a radiação e, portanto, reduzem a transparência das cúpulas. Por esta razão nenhum pirradiometro global é confiável durante a chuva.

### Irradiância de onda longa

Um pirradiômetro global pode ser utilizado para estimar a irradiância líquida de onda longa. Durante a noite um pirradiômetro global se torna um pirgeômetro global, ou seja, mede a irradiância de onda longa  $L^*$ . Durante o dia, se  $K^*$  é medida separadamente por outro piranômetro, pode também ser usado para obter  $L^*$  por diferença.

Medir qualquer dos componentes de onda longa separadamente é difícil. Uma abordagem para medir  $L \uparrow$  ou  $L \downarrow$  é modificar um pirradiômetro global removendo a cúpula de polietileno de uma face e substituindo-o por uma cavidade de corpo negro.

A cavidade é constituída por uma cúpula de alumínio cujo interior está revestida com tinta preta óptica, e cuja temperatura interior ( $T_{cav}$ ) é detectada por meio de um termopar. Assim, com uma cavidade na superfície inferior, a saída de voltagem diária ( $V_d$ ) do instrumento é devida à diferença entre  $Q \downarrow$  na face superior, e a saída do corpo negro da cavidade interior na face mais baixa (equações 3.1 e 3.2).

$$V_d = Q \downarrow - \sigma T_{cav}^4 \quad (3.1)$$

portanto:

$$Q \downarrow = V_d + \sigma T_{cav}^4 \quad (3.2)$$

Se  $K \downarrow$  está disponível ao mesmo tempo a partir de um piranômetro, então, a irradiância de onda longa de entrada da atmosfera ( $L \downarrow$ ) podem ser obtidos por diferença (isto é,  $L \downarrow = Q \downarrow - K \downarrow$ ).

Além disso, se estão disponíveis  $K \uparrow$  com um piranômetro invertido e  $Q^*$  com um pirradiômetro global também é possível obter a irradiância de onda longa emitida pela superfície ( $L \uparrow$ ) por meio da seguinte equação:

$$L \uparrow = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - Q^* \quad (3.3)$$

Durante a noite, quando  $Q \downarrow = L \downarrow$  todos os termos de onda longa podem ser obtidos por meio de dois pirradiômetros globais, uma das quais equipada com uma cavidade.

Dada a instalação e manutenção adequada de radiômetros, e equipamento de registro apropriado, todos os termos do saldo de irradiância pode ser medida com uma precisão superior a 5%, (Latimer, 1972). No entanto, na ausência de tal equipamento, ou na falta de uma rede suficientemente densa de observações, há muitas vezes a necessidade de procedimentos de modelagem e estimação para simular os fluxos de irradiância atmosféricos.

### 3.3 Modelos parametrizados de Irradiância Solar

Para a maioria dos problemas de balanço energético e outras aplicações meteorológicas, é necessária a determinação dos componentes da irradiância solar (global, direta e difusa) sobre o espectro

solar completo. Os métodos de parametrização calculam rapidamente a energia radiante em condições atmosféricas específicas. Nos modelos parametrizados, uma transmitância total espectralmente integrada para os principais componentes atmosféricas é utilizada para calcular a transmitância total da atmosfera, que pode ser definida da seguinte forma:

$$\tau = \frac{\sum(I_{on\lambda}\tau_{\lambda}\Delta\lambda)}{I_{sc}} \quad (3.4)$$

sendo  $\tau$  a transmitância total da irradiância direta normal,  $I_{sc}$  a constante solar,  $I_{on\lambda}$  a irradiância monocromática extraterrestre e  $\tau_{\lambda}$  a transmitância monocromática. O lado direito da equação 3.4 poder ser expresso em termos da espessura da camada de ozônio ( $u_o$ ), da quantidade de água precipitável ( $u_w$ ), da quantidade total de  $NO_2$  ( $u_n$ ), dos parâmetro de turbidez ( $\beta$ ), do expoente de comprimento de onda ( $\alpha$ ), da visibilidade na direção horizontal ( $Vis$ ) e da massa de ar ( $m_a$ ). Expressões algébricas aproximadas podem ser desenvolvidas por meio da análise de regressão para a equação 3.4, tal que:

$$\tau = f(u_o, u_w, u_n, \alpha, \beta, vis, m_a) \quad (3.5)$$

As transmitâncias individuais espectralmente integradas da irradiância direta devido aos principais constituintes atmosféricos podem ser listados como segue:

$\tau_o$  : transmitância devida à absorção pelo ozônio.

$\tau_g$  : transmitância devida à absorção por gases uniformemente misturados.

$\tau_w$  : transmitância devida à absorção pelo vapor de água.

$\tau_r$  : transmitância devida aos efeitos de espalhamento Rayleigh por moléculas de ar.

$\tau_a$  : transmitância devida à atenuação por aerossóis.

Em geral, se supõe que as transmitâncias são multiplicativas, de modo que a transmitância total da atmosfera pode ser expressa da seguinte forma:

$$\tau = \tau_o\tau_g\tau_w\tau_r\tau_a \quad (3.6)$$

Sob determinadas condições algumas das transmitâncias do lado direito da equação 3.6 podem ser representadas por  $1 - \alpha_i$  ou  $1 - S_i$  onde  $\alpha_i$  e  $S_i$  são as depleções correspondentes por absorção e dispersão, respectivamente.

Um parâmetro importante e necessário para o cálculo das transmitâncias e as absortâncias dos diferentes componentes atmosféricos é a massa óptica relativa ( $m_r$ ), que a partir de Kasten 1966 (109) pode ser escrita como:

$$m_r = [\cos(\theta_z) + 0,15(93,885 - \theta_z)^{-1,253}]^{-1} \quad (3.7)$$

sendo  $\theta_z$  o ângulo zênite local, esta fórmula é precisa aproximadamente em 0,1%, para ângulos zenitais até 86°. A equação 3.7 é aplicável a uma pressão padrão de  $1013,25 \times 10^2 Pa$  ao nível do mar, para outras condições atmosféricas é comum utilizar a seguinte aproximação:

$$m_a = m_r \left( \frac{p}{1013,25 \times 10^2} \right) \quad (3.8)$$

Em geral, a correcção de pressão deve ser aplicada para altitudes acima dos de 2000  $m$  ou mais. Mesmo nas estações não muito acima do nível do mar, uma correcção de pressão é necessária se a diferença entre a pressão normal e local é maior do que 20  $hPa$ .

As parametrizações de Iqbal IQA, IQB e IQC, apresentam expressões separadas para as irradiancias direta e difusa em condições de céu claro. A quantidade de irradiância solar total que atinge uma superfície depende principalmente do ângulo de incidência, que é definida pelos parâmetros astronômicos (Eq.2.7) e de superfície (Eq.2.12).

Para todas as parametrizações mencionadas acima, a irradiância global sobre uma superfície horizontal pode ser expressa com a seguinte equação:

$$I_G = I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da} + I_{dm} \quad (3.9)$$

sendo  $I_G$  ( $W m^{-2}$ ) a irradiância global sobre uma superfície horizontal,  $I_n$  a irradiância direta normal,  $\theta_z$  o ângulo zenital,  $I_{dr}$  a irradiância difusa na superfície devido ao espalhamento Rayleigh,  $I_{da}$  a irradiância difusa na superfície devido ao espalhamento por aerossóis e  $I_{dm}$  a irradiância difusa na superfície devido a múltiplas reflexões entre a superfície da Terra e a atmosfera.

A irradiância normal direta  $I_n$  ( $W m^{-2}$ ) assim como as irradiancias difusas ( $I_{dr}, I_{da}, I_{dm}$ ) ( $W m^{-2}$ ) são dadas por diferentes fórmulas nos modelos parametrizados IQA, IQB e IQC. Todos estes modelos, com o seu conjunto de equações geram resultados similares.

### 3.3.1 Parametrização IQA

As equações básicas para o modelo IQA foram sugeridas por Paltridge et.al 1976 (13), Neste modelo, a absorptância pelo vapor de água deve ser subtraída após a atenuação da radiação direta pelo ozônio e pelo espalhamento Rayleigh, a absorptância ligeira adicional pelo dióxido de carbono e oxigênio está incluída na absorção pelo vapor de água precipitável.

Além disso, é suposto que a atenuação pelos aerossóis ocorre ao longo de todo o espectro solar e que metade da irradiância difusa por causa do espalhamento Rayleigh atinge a superfície. A transmitância de dispersão do ozônio  $\tau_o$  (adimensional) usada no modelo **IQA** pode ser escrita como  $\tau_o = 1 - \alpha_o$ , sendo  $\alpha_o$  a absorptância da irradiância directa pelo ozônio e é dada pela seguinte equação:

$$\alpha_o = \frac{0,02118U_3}{1 + 0,042U_3 + 3,23 \times 10^{-4}U_3^2} + \frac{1,082U_3}{(1 + 138,6U_3)^{0,805}} + \frac{0,0658U_3}{1 + (103,6U_3)^3} \quad (3.10)$$

Na Eq. 3.10 o primeiro termo do lado direito representa a absorvância do espectro visível, e os dois últimos termos levam em conta a absorvância da porção ultravioleta da radiação solar.  $U_3$  é o comprimento do caminho óptico do ozônio dado por  $U_3 = u_o m_a$ , sendo  $u_o$  a espessura da camada de ozônio na vertical medido em  $cm$  e  $m_a$  a massa óptica relativa do ar para condições locais dada pela equação 3.8.

Para a absorvância do vapor de água ( $\alpha_w$ ), Iqbal apresenta a seguinte equação com uma precisão de 1%, para  $10^{-2} < U_1 < 10 cm$ .

$$\alpha_w = \frac{2,9U_1}{(1 + 141,5U_1)^{0,635} + 5,925U_1} \quad (3.11)$$

sendo  $U_1$  o comprimento de caminho óptico relativo de água precipitável corrigido pela pressão dado por:  $U_1 = u_w m_a$  com  $u_w$  ( $cm$ ) sendo a quantidade da água precipitável no local. Quando a água precipitável é obtida através de alguma correlação com outra medida atmosférica sob condições de pressão e temperatura diferentes a  $p_o = 1013,25 \times 10^2 Pa$  e  $T = 273K$ , esta deve ser corrigida por meio da seguinte equação:

$$u_w = u'_w \left( \frac{p}{1013,25 \times 10^2} \right)^{3/4} \left( \frac{273}{T} \right)^{1/2} \quad (3.12)$$

sendo  $u'_w$  a quantidade total de vapor de água na direcção zénital, entre a superfície da terra e o topo da atmosfera. A atenuação devido ao espalhamento Rayleigh pode ser avaliada por meio da equação do Davies et.al 1989 (21):

$$\tau_r = 0,972 - 0,08262m_a + 0,00933m_a^2 - 0,00095m_a^3 + 0,000437m_a^4 \quad (3.13)$$

A transmitância devido à atenuação pelos aerossóis é difícil de expressar em termos simples. Após Houghton pode ser escrita como segue:

$$\tau_a = (0,12445\alpha - 0,01620) + (1,003 - 0,125\alpha) \times \exp[(-\beta m_a(1,089\alpha + 0,5123))], \quad \beta < 0,5 \quad (3.14)$$

Nesta fórmula,  $\beta$  é o coeficiente de turbidez de Ångström,  $\alpha$  é o expoente de comprimento de onda de Ångström. O coeficiente  $\beta$ , que varia entre 0,0 a 0,5 ou mais, é função da quantidade de aerossóis presente na atmosfera na direcção vertical. O parâmetro  $\alpha$  está relacionado com a distribuição do tamanho das partículas de aerossol. Grandes valores de  $\alpha$  indicam uma razão relativamente elevada de partículas de pequenas dimensões em relação as partículas de grandes dimensões.

O expoente  $\alpha$  varia entre 4 e 0. Quando as partículas de aerossol são muito pequenas, da ordem

de moléculas de ar,  $\alpha$  se aproxima a 4,0, e se aproxima a 0,0 para partículas muito grandes. Geralmente,  $\alpha$  tem valores entre 0,5 e 2,5, o intervalo de valores entre  $1,3 \pm 0,5$  é geralmente utilizado, desde que foi originalmente sugerido por Ångström. Como muitas outras variáveis climáticas,  $\beta$  e  $\alpha$  podem variar ao longo do dia devido às alterações na temperatura que provoca alterações da umidade na atmosfera e gera processos convectivos.

A irradiância normal direta para o modelo IQA é mostrada na primeira fórmula da Tabela 3.3, sendo  $I_{sc}$  a constante solar que pode ser tomada igual a  $1367 \text{ W m}^{-2}$ , o fator  $E_o$  (adimensional) é a correção do fator de excentricidade da órbita da Terra, dadas pelas equações 2.2 e 2.3.

Nesta expressão fica implícito que a absorptância por vapor de água ( $\alpha_w$ ) deve ser subtraída após a atenuação da irradiância direta pelo ozônio ( $\tau_o$ ) e pelo espalhamento Rayleigh ( $\tau_r$ ). Isto é razoável considerando o facto de que a absorção pelo ozônio e espalhamento por moléculas de ar ocorre na alta atmosfera e para comprimentos de onda curtos.

No modelo **IQA** a ligeira absorptância adicional pelo dióxido de carbono e oxigênio é incluída em ( $\alpha_w$ ). Além disso, a atenuação (absorção e dispersão) por aerossóis ( $\tau_a$ ) ocorre ao longo de todo o espectro solar.

Irradiâncias	Fórmulas Algébricas
Normal direta	$I_n = I_{sc} E_o (\tau_r \tau_o - \alpha_w) \tau_a$
Difusa Rayleigh	$I_{dr} = I_{sc} E_o \cos(\theta_z) \tau_o [0,5(1 - \tau_r)] \tau_a$
Difusa Aerossóis	$I_{da} = I_{sc} E_o \cos(\theta_z) (\tau_o \tau_r - \alpha_w) [F_c \omega_o (1 - \tau_a)]$
Difusa Múltiple	$I_{dm} = [I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da}] \rho_g \rho'_a [1, 0 - \rho_g \rho'_a]^{-1}$

**Tabela 3.3:** Irradiâncias do modelo IQA

A irradiância difusa devido ao espalhamento Rayleigh é mostrada na segunda fórmula da tabela 3.3. Presume-se que a metade da irradiância por espalhamento Rayleigh atinge a superfície. Em outras palavras, o espalhamento molecular é simétrico nas direcções para a frente e para trás. Na equação para a irradiância difusa, a transmitância devido à absorção pelo vapor de água ( $\tau_w$ ), não aparece porque o vapor de água atenua a irradiância na banda espectral onde  $\tau_r \approx 1$ .

A irradiância difusa sobre uma superfície horizontal devido à dispersão dos aerossóis é mostrada na terceira fórmula da tabela 3.3, sendo  $\omega_o$  o albedo de espalhamento simple, que é a proporção da energia dispersa por aerossóis com a atenuação total sob o primeiro impacto por radiação direta.

Esta proporção depende das propriedades do material, forma, tamanho e propriedades ópticas das partículas de aerossol. É comum atribuir um valor fixo e arbitrário para  $\omega_o$  invariante com comprimento de onda, geralmente entre 0,7 e 1,0. Por outro lado,  $F_c$  é a razão entre a energia espalhada para frente e a energia total espalhada, este parâmetro e uma função do ângulo de zénite, que varia desde 0,92 (ângulos zenitais perto de  $0^\circ$ ) até 0,5 (ângulos zenitais perto de  $90^\circ$ ).

A irradiância difusa na superfície devido a múltiplas reflexões entre o solo e a atmosfera é

mostrada na quarta fórmula da tabela 3.3, onde  $\rho_g$  é o albedo médio da superfície e  $\rho'_a$  é o albedo do céu sem nuvens, este último é calculado a partir da seguinte fórmula:

$$\rho'_a = 0,0685 + 0,17(1 - \tau'_a)\omega_o \quad (3.15)$$

onde  $\tau'_a$  indica que a transmitância do aerossol deve ser computada na massa de ar igual a  $m_a = 1,66 p/p_o$ , sendo  $p$  a pressão atmosférica local e  $p_o$  a pressão atmosférica ao nível do mar. O fator 0,17 é obtido com a fórmula  $1 - F_c$  para  $\theta_z = 53^\circ$ . Consequentemente, o segundo termo do lado direito da equação acima representa o albedo de céu sem nuvens devido à presença de aerossóis e o primeiro termo representa o albedo do ar limpo.

A irradiância global (Eq. 3.24) (direta mais difusa) no modelo IQA numa superfície horizontal obtida fazendo uso das expressões acima descritas, pode ser escrita como segue:

$$I_G = \frac{[I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da}]}{1,0 - \rho_g \rho'_a} \quad (3.16)$$

sendo  $\rho_g$  o albedo da superfície e  $\rho'_a$  o albedo do céu sem nuvens, descritos anteriormente na equação 3.15.

### 3.3.2 Parametrização IQB

As equações básicas para o modelo IQB foram apresentadas por Sasamori et.al 1972 (14) e Hoyt 1978 (15). Eles mostraram uma formulação baseada em valores distintos das transmitâncias (ou absorptâncias) para água precipitável, dióxido de carbono, oxigênio, ozônio, espalhamento Rayleigh e absorção mais espalhamento por aerossóis. A transmitância de dispersão do ozônio  $\tau_o$  usada no modelo **IQB** (adimensional) pode ser escrita como  $\tau_o = 1 - \alpha_o$ , sendo  $\alpha_o$  a absorptância da irradiância directa pelo ozônio (Manabe et.al 1964 (74)) e é dada pela seguinte equação:

$$\alpha_o = 0.045(U_3 + 8,34 \times 10^{-4})^{0,38} - 3,1 \times 10^{-3} \quad (3.17)$$

sendo  $U_3$  o comprimento do caminho óptico do ozônio dado por  $U_3 = u_o m_a$  e  $u_o$  (cm) a espessura da camada de ozônio na vertical. A massa óptica relativa do ar para condições locais ( $m_a$ ) é dada pela equação 3.8. Para a absorptância do vapor de água ( $\alpha_w$ ), o modelo IQB utiliza a seguinte equação:

$$\alpha_w = 0,110(U_1 + 6,31 \times 10^{-4})^{0,3} - 0,0121 \quad (3.18)$$

sendo  $U_1$  o comprimento de caminho óptico relativo de água precipitável corrigido pela pressão dado por:  $U_1 = u_w m_a$  e  $u_w$  (cm) a quantidade de água precipitável no local. Neste modelo, duas expressões separadas para absorção pelo dióxido de carbono e de oxigênio são utilizados. Quando estes são combinados, temos a absorptância dos gases uniformemente misturados ( $\alpha_g$ ):

$$\alpha_g = 0,00235(126m_a + 0,0129)^{0,26} - 7,5 \times 10^{-4} + 7,5 \times 10^{-3}m_a^{0,875} \quad (3.19)$$

Nesta equação, os primeiros dos termos do lado direito levam em conta a absorvância de dióxido de carbono e o terceiro representa a absorvância do oxigênio. A transmitância devido ao espalhamento Rayleigh no modelo IQB é dada pela seguinte expressão algébrica:

$$\tau_r = 0,615958 + 0,3755 \exp[-0,221185m_a], \quad 0 < m_a < 8 \quad (3.20)$$

Este modelo separa a atenuação de aerossóis em duas partes, uma parte representa espalhamento e o outra absorção. A transmitância devido a espalhamento por aerossóis é dada por:

$$\tau_{as} = [g(\beta)]^{m_a} \quad (3.21)$$

sendo  $g(\beta)$  uma função de  $\beta$ , dada pela fórmula seguinte:

$$g(\beta) = -0,9140 + 1,909267 \exp[-0,667023\beta], \quad 0 < \beta < 0,5 \quad (3.22)$$

sendo  $g(\beta)$  uma função espectralmente integrada. A absorvância dos aerossóis é dada por:

$$\alpha_a = (1 - \omega_o)[g(\beta)]^{m_a} \quad (3.23)$$

sendo  $\omega_o$  o albedo de espalhamento simples, que é a proporção da energia dispersada em relação à atenuação total por aerossóis, como resultado do primer espalhamento. O valor de 0,95 é recomendado por Hoyt.

Neste modelo a irradiância normal directa é dada pela primeira equação da tabela 3.4, sendo  $I_{sc}$  a constante solar que pode ser tomada igual a  $1367 \text{ W m}^{-2}$  e  $E_o$  (adimensional) é a correção do fator de excentricidade da órbita da Terra, dadas pelas equações 2.2. Nesta equação está incluída, também a transmitância dos gases misturados ( $\tau_g$ ).

A irradiância difusa devida ao espalhamento Rayleigh e a irradiância difusa sobre uma superfície horizontal devido à dispersão por aerossóis no modelo IQB estão mostradas na segunda e terceira equação da tabela 3.4, respectivamente.

Neste modelo, a irradiância difusa na superfície devido a múltiplas reflexões entre a superfície e a atmosfera para condições de céu claro é mostrada na quarta fórmula da tabela 3.4, também é tratada de forma diferente ao modelo IQA.

O fator 0,25 representa retroespalhamento,  $\tau'_r$  e  $\tau'_{as}$  indicam que as transmitâncias do aerossol

Irradiâncias	Fórmulas Algébricas
Normal direta	$I_n = I_{sc} E_o \tau_r \tau_o \tau_g \tau_\omega \tau_a$
Difusa Rayleigh	$I_{dr} = I_{sc} E_o \cos(\theta_z) \tau_o \tau_a \tau_\omega \tau_g 0,5(1 - \tau_r)$
Difusa Aerossóis	$I_{da} = I_{sc} E_o \cos(\theta_z) \tau_o \tau_a \tau_\omega \tau_g 0,75(1 - \tau_{as})$
Difusa Múltiple	$I_{dm} = \rho_g Q \tau'_o \tau'_g \tau'_\omega \tau'_a [0,5(1 - \tau'_r) + 0,25(1 - \tau'_{as})]$

**Tabela 3.4:** Irradiâncias do modelo IQB

devido a espalhamento e absorção devem ser computadas na massa de ar igual a  $m_a = 1,66 p/p_o$ , sendo  $p$  a pressão atmosférica local e  $p_o$  a pressão atmosférica ao nível do mar.

As outras transmitâncias ( $\tau'_o, \tau'_g, \tau'_\omega, \tau'_a$ ) devem ser calculadas para um massa de ar igual a  $m_a = m_a + 1,66 p/p_o$ . A irradiância global sobre uma superfície horizontal é calculada com a equação 3.24.

$$I_G = I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da} + I_{dm} \quad (3.24)$$

### 3.3.3 Parametrização IQC

O modelo IQC é baseado em dois estudos de Bird et.al 1981 (17) e Hulstrom et.al 1981(18). Eles compararam os elementos individuais para as transmitâncias e irradiâncias de vários modelos parametrizados com o modelo espectral SOLTRAN, que foi construído a partir de LOWTRAN, Selby et.al 1975 (19) e 1978 (20).

Com base nesta comparação, eles desenvolveram novas equações para as transmitâncias dos constituintes atmosféricos individuais e mantiveram estas transmitâncias em formas mais ou menos semelhantes às utilizadas nos modelos IQA e IQB. A transmitância de dispersão do ozônio  $\tau_o$  (adimensional) usada no modelo **C** pode ser escrita como:

$$\tau_o = 1,0 - [0,1611U_3(1 + 139,48U_3)^{-0,3035} - 0,002715U_3(1,0 + 0,044U_3 + 0,0003U_3^2)^{-1}] \quad (3.25)$$

sendo  $U_3$  é o comprimento do caminho óptico do ozônio dado por  $U_3 = u_o m_a$  e  $u_o$  (cm) a espessura da camada de ozônio na vertical. A transmitância de dispersão dos gases misturados  $\tau_g$  (adimensional) é dada pela seguinte equação:

$$\tau_g = \exp[-0,0127m_a^{0,26}] \quad (3.26)$$

A transmitância de dispersão de Rayleigh  $\tau_r$  (adimensional), é dada pela seguinte equação:

$$\tau_r = \exp[-0,0903m_a^{0,84}(1 + m_a - m_a^{1,01})] \quad (3.27)$$

A massa óptica relativa do ar para condições locais ( $m_a$ ) usadas nas duas transmitâncias acima descritas é dada pela equação 3.8. A transmitância de dispersão de água precipitável  $\tau_w$  (adimensional) é igual a:

$$\tau_w = 1,0 - 2,4959U_1[(1,0 + 79,034U_1)^{0,6828} + 6,385U_1]^{-1} \quad (3.28)$$

sendo  $U_1$  o comprimento de caminho óptico relativo de água precipitável corrigido pela pressão dado por:  $U_1 = u_w m_a$  e  $u_w$  (cm) a medida da água precipitável no local.

Uma expressão para a transmitância de dispersão dos aerossóis  $\tau_a$  (adimensional) do presente modelo esta baseado na atenuação espectral com os dois comprimentos de onda mais usados âpor redes meteorológicas, 0,38 e 0,5  $\mu m$  onde a absorção de ozono molecular é mínima, é dada por:

$$\tau_a = \exp[-l_{ao}^{0,873}(1,0 + l_{ao} - l_{ao}^{0,7808})m_a^{0,9108}] \quad (3.29)$$

sendo  $l_{ao}$  (adimensional) a espessura óptica dos aerossóis, dada por:

$$l_{ao} = 0,2758 \times l_{ao;\lambda|0,38\mu m} + 0,35 \times l_{ao;\lambda|0,5\mu m} \quad (3.30)$$

onde  $\lambda$  ( $\mu m$ ) é o comprimento de onda. O modelo depende das espessuras óticas de aerossóis em 0,38 e 0,5  $\mu m$ , a fim de calcular  $l_{ao}$  e  $\tau_a$ . Como esses parâmetros estão disponíveis apenas num número pequeno de locais, então a espessura óptica dos aerossóis pode ser substituída pela equação de Ångström:

$$l_{ao} = (0,2758 \times 0,38^{-\alpha} + 0,35 \times 0,5^{-\alpha})\beta \quad (3.31)$$

sendo  $\beta$  o coeficiente de turbidez de Ångström e  $\alpha$  o expoente de comprimento de onda de Ångström. A transmitância da irradiância direta devido a absorção dos aerossóis  $\tau_{aa}$  (adimensional) é dada pela seguinte expressão:

$$\tau_{aa} = 1,0 - (1,0 - \omega_o)(1,0 - m_a + m_a^{1,06})(1,0 - \tau_a) \quad (3.32)$$

sendo  $\omega_o$  (adimensional) a fração de albedo de espalhamento simple da energia incidente espalhada pela atenuação total por aerossóis, e é considerada igual a 0,9. A fração da energia incidente transmitida após os efeitos de espalhamento dos aerossóis  $\tau_{as}$  (adimensional) é funcao das transmitâncias  $\tau_a$  e  $\tau_{aa}$ :

$$\tau_{as} = \frac{\tau_a}{\tau_{aa}} \quad (3.33)$$

No modelo IQC a irradiância directa normal é dada pela primeira equaçã da tabela 3.5, sendo  $I_{sc}$  a constante solar que pode ser tomada igual a  $1367 \text{ W m}^{-2}$  e  $E_o$  (adimensional) é a correção do fator de excentricidade da órbita da Terra, dadas pelas equações 2.2. O fator 0,9751 no modelo IQC é incluído porque o intervalo de comprimentos de onda considerado é igual a  $0,3-3,0 \mu\text{m}$ .

Irradiâncias	Fórmulas Algébricas
Normal direta	$I_n = 0,9751 I_{sc} E_o \tau_r \tau_o \tau_g \tau_\omega \tau_a$
Difusa Rayleigh	$I_{dr} = 0,79 I_{sc} \sin(\alpha) \tau_o \tau_g \tau_\omega \tau_{aa} 0,5(1,0 - \tau_r)[1,0 - m_a + m_a^{1,02}]^{-1}$
Difusa Aerossóis	$I_{da} = 0,79 I_{sc} \sin(\alpha) \tau_o \tau_g \tau_\omega \tau_{as} F_C(1,0 - \tau_{aa})[1,0 - m_a + m_a^{1,02}]^{-1}$
Difusa Múltiple	$I_{dm} = (I_n \sin(\alpha) + I_{dr} + I_{da}) \rho_g \rho_a [1,0 - \rho_g \rho_a]^{-1}$

**Tabela 3.5:** Irradiâncias do modelo IQC

A irradiância difusa devido ao espalhamento Rayleigh e a irradiância difusa sobre uma superfície horizontal devido à dispersão pelos aerossóis no modelo IQC estão mostradas na segunda e terceira equação da tabela 3.5, respectivamente.

No modelo IQC, a irradiância difusa na superfície devido a múltiplas reflexões entre a superfície e a atmosfera para condições de céu claro é mostrada na quarta fórmula da tabela 3.5, sendo  $\rho_g$  (adimensional) o albedo da superfície e  $\rho_a$  (adimensional) o albedo do céu e pode ser calculado a partir da seguinte expressão:

$$\rho_a = 0,0685 + (1,0 - F_C)(1,0 - \tau_{as}) \quad (3.34)$$

sendo  $F_C$  a proporção entre a energia espalhada para frente e a energia total espalhada, este parâmetro e uma função do ângulo de zénite, que varia desde 0,92 (ângulos zenitais perto de  $0^\circ$ ) até 0,5 (ângulos zenitais perto de  $90^\circ$ ). neste caso é considerado igual a 0,84.

A irradiância global (direta mais difusa)  $I_G$  ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) numa superfície horizontal pode ser escrita como:

$$I_G = \frac{[I_n \cos(\theta_z) + I_{dr} + I_{da}]}{1,0 - \rho_g \rho'_a} \quad (3.35)$$

sendo  $\rho_g$  o albedo da superfície e  $\rho'_a$  o albedo do céu sem nuvens, descritos anteriormente na equação 3.15.

### 3.4 Otimização e validação das parametrizações

A otimização de um modelo é o processo de estimar os parâmetros mais adequados utilizados pelo mesmo, por meio da comparação das suas previsões (saídas) para um determinado conjunto de condições assumidas, com os dados observados para as mesmas condições. Um processo necessário para realizar a otimização do modelo é identificar os parâmetros essenciais e a sua precisão. De

acordo com Moriasi et.al 2007 (110) esta identificação é realizada por meio do análise de sensibilidade que é o processo de determinação da taxa de alteração nas variáveis de saída do modelo em relação às mudanças nos parâmetros de entradas do mesmo.

Por tanto, uma análise de sensibilidade numérica dos modelos em relação às variáveis de entrada foi realizada para identificar quais deles são as principais causas de erros no cálculo das componentes simuladas da irradiância solar. Em geral, a sensibilidade do valor simulado da irradiância varia com o ângulo zênite, gravando a sua maior sensibilidade para ângulos superiores a  $80^\circ$ , estes componentes são mais sensíveis aos coeficientes de turbidez atmosférica.

O coeficiente de turbidez e o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha, \beta$ ) afetam principalmente o componente de irradiância direta, entanto que albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) e o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) afetam o componente de irradiância difusa. Por exemplo, considerando o modelo IQC e para ângulos zenitais menores a  $3^\circ$ , variações de irradiância global de 5% são causados por variações de 12,78% no coeficiente de turbidez  $\beta$ , de 85,75% no expoente de comprimento de onda  $\alpha$ , de 70,0% no albedo de espalhamento simples, de 99,0% no fator de espalhamento para frente e de 67,0% no albedo médio da superfície.

Por outro lado, os componentes da irradiância são menos sensíveis às variáveis meteorológicas. Para ângulos zenitais inferiores a  $3^\circ$ , variações de 5% na pressão atmosférica (p) causam uma variação de 0,71% na irradiância global, a influência da temperatura do ar (T) é ainda menor, variações de 5% causam uma variação de 0,01% na irradiância global. A concentração de ozônio ( $u_o$ ) e a quantidade de água precipitável ( $u_w$ ) têm uma influência intermedia. Variações de 5% em ( $u_o$ ) e ( $u_w$ ) causam variações de 0,4% e 0,06% na irradiância global, respectivamente. No presente trabalho foi utilizado um valor médio diário de concentração de ozônio e água precipitável obtidos a partir do sensor MODIS. Por outro lado, a pressão atmosférica e a temperatura do ar foram obtidos com a mini-estação meteorológica.

O método otimização de parâmetros multidimensional utilizado no presente trabalho é conhecido como o método de Força Bruta. Se refere a um processo de otimização que conta com o poder de computação puro para tentar todas as possibilidades até que a os parâmetros ótimos são encontrados. As características mais importantes do método são descritas na subseção 3.4.1.

A validação do modelo envolve a sua execução usando os parâmetros de entrada medidos ou obtidos pelo processo de otimização multidimensional. De acordo com Refsgaard et.al 1997 (111) a validação do modelo é o processo de demonstração de que um modelo específico é capaz de obter resultados suficientemente precisos em comparação com os dados medidos. Para este fim, são utilizados índices específicos de validação de modelos, os quais, podem ser de dois tipos, estatísticos e gráficos. Na subseção 3.5 é mostrada uma descrição detalhada das principais índices de validação dos modelos de irradiância solar usados na presente dissertação.

### 3.4.1 Método de Otimização de Força Bruta

Um dos propósitos da presente dissertação é otimizar os três modelos parametrizados de irradiância solar de banda larga IQA, IQB e IQC descritos na seção 3.3. Para atingir este objetivo foi implementado o método de minimização multidimensional de Força Bruta, com a finalidade de minimizar as diferenças entre os dados de irradiância solar medidos e simulados (direta, difusa e global), expresso em funções custo. Como resultado deste processo, foi obtido um conjunto de parâmetros efetivos de turbidez atmosférica e radiativos da superfície para diferentes períodos sazonais e para todo o período de medições. Os parâmetros obtidos são ótimos no sentido de que eles minimizam a função custo.

Em muitas aplicações, a função custo escalar  $J[q]$  é calculada como o desvio quadrático médio entre os dados observados e os dados estimados a partir do modelo parametrizado que é controlado pelo vector de parâmetros  $q$ , composto pelos seguintes: o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ), o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) e o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ). A função custo escalar  $J[q]$  é expressa como:

$$J[q] = \sum_x \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (I_{ix}^{obs} - I_{ix}^{sim})^2}{N}} \quad (3.36)$$

sendo  $I_{ix}^{obs}$  a componente 'x' observado de irradiância solar (direta, difusa ou global),  $I_{ix}^{sim}$  representa a componente de irradiância simulada 'x' obtida com um dos três modelos de irradiância solar de banda larga e  $N$  o número total de medições. O número de elementos da função custo (Eq.3.36) vai depender do número de componentes medidos de irradiância solar.

Devido à estrutura do problema, no início é definido um conjunto inicial para os valores do vector de parâmetros  $q$  e utilizá-los para avaliar a componente de irradiância solar com um dos modelos parametrizados, em seguida, se calcula a função custo  $J[q]$  (Eq. 3.36) associada a este conjunto de parâmetros particular e se registra o valor mínimo. Este processo é repetido até que todas as combinações de parâmetros foram elaborados dentro dos limites de variação admissíveis e até que a diferença entre dois valores sucessivos da função custo não excede um valor de tolerância mínima igual a 0,01.

Devido à dimensão relativamente reduzida do vector de parâmetros desconhecidos (5), uma exploração sistemática do espaço de parâmetros pode ser realizada sem um esforço computacional excessivo. A essência do método de Força Bruta é mapear o sub-domínio de todos os conjuntos de parâmetros admissíveis. Entre todos estes conjuntos, o que tem a função custo mais baixa é o conjunto de parâmetros ótimo que minimiza a diferença entre os componentes medidos e simulados da irradiância solar, e, portanto, otimiza a capacidade dos modelos parametrizados de banda larga para prever valores adequados dos componentes de irradiância solar em condições de céu claro.

Os limites e os passos de amostragem ao longo de todas as direcções do espaço de parâmetros  $q$ , estão resumidos na tabela 3.6. O intervalo de valores para o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ )

e o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ), cobrem todas as características ópticas dos aerossóis normalmente observados em ambientes naturais (Gueymard et.al 1998 (32)). O albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ) varia entre 0,20 para regiões urbano-industriais e 1,0 para áreas rurais e agrícolas (112). Para o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ), foi considerado o mesmo intervalo de valores.

Parâmetro	Valor mínimo	Valor máximo	Passo de amostragem
$\beta$	0,00	0,50	0,001
$\alpha$	-0,5	4,00	0,01
$\omega_o$	0,20	1,0	0,001
$F_c$	0,20	1,0	0,001
$\rho_g$	0,08	0,80	0,001

**Tabela 3.6:** Intervalo de variação e espaçamento para cada um dos parâmetros:  $\beta, \alpha$ : coeficiente de turbidez e expoente de comprimento de onda de Ångström,  $\omega_o$ : albedo de espalhamento simples,  $F_c$ : fator de espalhamento para frente,  $\rho_g$ : albedo médio da superfície.

### 3.5 Verificação Estatística das Simulações

O artigo de Moriasi et.al 2007 (110) recomenda algumas técnicas para a validação de modelos computarizados e faz uma extensa revisão na literatura publicada relacionada à validação, otimização e aplicação de modelos de bacias hidrográficas. As técnicas estatísticas de validação de modelos recomendados, foram selecionados com base nos seguintes critérios:

- (1) Solidez em termos de aplicabilidade a vários componentes, modelos e condições climáticas.
- (2) Comumente utilizados, aceitos e recomendados na literatura publicada e
- (3) Capacidade de indentificar os pontos fortes na validação do modelo.

O equilíbrio entre viés de longo prazo e a variância residual também foi considerada tal como é recomendado por Boyle et.al 2000 (113). O viés mede a tendência média dos valores constituintes simulados de serem maiores ou menores do que os dados medidos. A variância residual é a diferença entre os valores medidos e simulados, muitas vezes estimados pelo quadrado médio residual ou raiz do erro quadrático médio (RMSE).

A compilação de estatísticas recomendadas também foi limitada pela recomendação de Legates et.al 1999 (114) para incluir pelo menos uma estatística adimensional e uma de índice de erro absoluto com informações adicionais, como o desvio padrão dos dados medidos.

As técnicas estatísticas quantitativas foram divididas em três categorias principais, regressão padrão, coeficientes adimensionais e índices de erro. As estatísticas de regressão padrão determinam a intensidade da relação linear entre os dados medidos e simulados. Os coeficientes adimensionais proporcionam uma validação relativa do modelo e os índices de erro quantificam o desvio nas unidades dos dados de interesse. Uma breve discussão de algumas estatísticas de validação do modelo serão apresentadas nesta secção.

### 3.5.1 Regressão Padrão

**Inclinação e Intercepto no eixo Y:** A inclinação e intercepto no eixo Y da linha de melhor ajuste de regressão indica como os dados simulados concordam com os dados medidos. A inclinação indica a relação relativa entre os valores medidos e simulados. O intercepto no eixo Y indica a presença de um atraso ou adiantamento entre as previsões do modelo e os dados, ou que os conjuntos de dados não são perfeitamente alinhados. Uma inclinação de 1 e um intercepto no eixo Y de 0 indica que o modelo reproduz perfeitamente as magnitudes dos dados medidos.

A inclinação e o intercepto no eixo Y são comumente examinados sob a suposição de que os valores medidos e simulados estão linearmente relacionados, o que implica que toda a variância do erro está contido em valores simulados e que os dados medidos estão livres de erro. Na realidade, os dados medidos estão raramente livres de erros. Portanto, deve se tomar cuidado com a utilização de estatísticas de regressão para validação do modelo.

**Coefficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) e coeficiente de determinação ( $R^2$ ):** Os coeficientes ( $r$ ) e ( $R^2$ ) descrevem o grau de colinearidade entre os dados medidos e simulados. O coeficiente de correlação, que varia deste  $-1$  a  $1$ , é um índice do grau de relação linear entre os dados observados e simulados.

Se  $r = 1$  ou  $r = -1$  então existe uma relação linear positiva ou negativa perfeita. Similarmente,  $R^2$  descreve a proporção da variância nos dados medidos explicada pelo modelo.  $R^2$  varia de 0 a 1, com valores mais altos indicando menor variância de erro, e geralmente valores superiores a 0,5 são considerados aceitáveis. O coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) é calculado com a seguinte fórmula:

$$r = \frac{Cov(Y_{obs}, Y_{sim})}{\sigma_{obs}\sigma_{sim}} \quad (3.37)$$

sendo  $Cov(Y_{obs}, Y_{sim})$  a covariância entre os valores observados ( $Y_{obs}$ ) e simulados ( $Y_{sim}$ ),  $\sigma_{obs}$  o desvio padrão dos dados observados e  $\sigma_{sim}$  o desvio padrão dos dados simulados. Embora  $r$  e  $R^2$  têm sido amplamente utilizados para validação do modelos, estes coeficientes adimensionais são mais sensíveis a altos valores extremos (valores atípicos) e insensíveis à diferenças aditivas e proporcionais entre as previsões do modelo e os dados medidos.

### 3.5.2 Coeficientes adimensionais

**Índice de concordância ( $d$ ):** O índice de concordância ( $d$ ) foi desenvolvido por Willmott 1981 (3) como uma medida padronizada do grau de erro de predição do modelo e varia entre 0 e 1. Um valor calculado de 1 indica uma perfeita concordância entre os valores medidos e os previstos, e um valor de 0 indica que não existe nenhum acordo entre os valores medidos e simulados. O índice de concordância representa a relação entre o erro médio quadrado e o "erro potencial" (Willmott 1981 (3)).

O autor definiu erro potencial como a soma dos quadrados dos valores absolutos das distâncias

entre os valores previstos e o valor médio observado e as distâncias entres os valores observados e o valor médio observado. O índice de concordância, pode detectar diferenças aditivas e proporcionais nas médias observadas e simuladas e nas variâncias, no entanto, é extremamente sensível a valores extremos entre às diferenças de quadrados (Legates et.al 1999 (114)).

Legates et.al 1999 (114) sugeriram um índice modificado de concordância ( $d_1$ ) que é menos sensível a valores elevados extremos porque os erros e as diferenças são dadas apropriadamente ponderadas usando o valor absoluto da diferença em vez de utilizar as diferenças de quadrados. Embora  $d_1$  tem sido proposto como uma estatística melhor, o seu uso limitado na literatura não proporcionou informações detalhadas sobre seus intervalos de valores.

**Eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE):** A eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) é uma estatística normalizada que determina a magnitude relativa da variância residual ("ruído") em relação à variância dos dados medidos ("informação") Nash et.al 1970 (115). O índice NSE indica quão bem a trama de dados observados em relação aos simulados se ajusta à linha 1 : 1. O coeficiente NSE é calculado por meio da seguinte equação:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^N (Y_i^{obs} - Y^{mean})^2} \quad (3.38)$$

sendo  $Y_i^{obs}$  a observação i-ésima da componente a ser avaliada,  $Y_i^{sim}$  o valor i-ésimo simulado da mesma componente,  $Y^{mean}$  a média de dados observados da componente de ser avaliada, e  $N$  o número total de observações. O coeficiente NSE varia entre  $-\infty$  e  $1,0$  (1 inclusive), com  $NSE = 1,0$  sendo o valor ideal. Os valores entre  $0,0$  e  $1,0$  são geralmente considerados como os níveis aceitáveis de desempenho, enquanto que valores  $\leq 0,0$  indica que o valor médio observado é um melhor indicador do que o valor simulado, o que indica um desempenho inaceitável do modelo.

**Variável de transformação logarítmica (e):** A variável de transformação logarítmica ( $e$ ) é o logaritmo da razão entre os dados simulados e observados ( $E$ ). O valor de ( $e$ ) é centrada no zero, é simétrica em abaixo ou acima de previsão, e é aproximadamente normalmente distribuída Parker et.al 2006 (116). Se os dados medidos e simulados estão em completo acordo, então  $e = 0$  e  $E = 1,0$ . Os valores de  $e < 0$  são indicativos de sub estimação; valores de  $e > 0$  são indicativos de sobre estimação.

### 3.5.3 Índices de erro

**MAE, MSE, and RMSE:** Vários índices de erro são comumente usados na validação do modelo. Estes incluem erro absoluto médio (MAE), o erro médio quadrático (MSE), e a raiz do erro médio quadrático (RMSE). Estes índices são valiosos porque indica o erro nas unidades (ou unidades ao quadrado) do componente de interesse, o que ajuda na análise dos resultados. RMSE, MAE, e MSE valores de 0 indicam um ajuste perfeito. Em geral, os valores de RMSE e MAE menos de metade do desvio-padrão dos dados medidos podem ser considerados baixos e que não são adequados para a avaliação do modelo.

**Porcentagem de viés (PBIAS):** Porcentagem de viés (PBIAS) mede a tendência média dos dados simulados de ser maiores ou menores do que os seus homólogos observados (Gupta et.al 1999 (117)). O valor ideal de PBIAS é de 0,0, com valores de baixa magnitude, que indica uma exata simulação do modelo. Os valores positivos indicam viés do modelo sub estimado e valores negativos indicam viés do modelo super estimado. O PBIAS é calculado com a seguinte equação:

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^N (Y_i^{obs} - Y_i^{sim}) \times 100}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs})} \quad (3.39)$$

sendo  $Y_i^{obs}$  a observação i-ésima da componente a ser avaliada,  $Y_i^{sim}$  o valor i-ésimo simulado da mesma componente, e  $N$  o número total de observações.

**Razão de desvio padrão das observações (RSR):** A raiz do erro médio quadrático (RMSE) é uma das estatísticas de índice de erro comumente utilizada. Embora seja comumente aceito que um menor valor do RMSE significa um melhor desempenho do modelo, apenas Singh et.al 2004 (118) publicou uma análise que serve de guia para qualificar o que é considerado um RMSE baixo baseado no desvio padrão das observações.

Com base na recomendação de Singh et.al 2004 (118), um modelo de avaliação estatística, com o nome do Razão de desvio padrão das observações (RSR), foi desenvolvido. RSR padroniza o RMSE usando o desvio padrão das observações, e combiná-lo tanto com o índice de erro e as informações complementares recomendadas por Legates et.al 1999 (114). O RSR é calculado como a razão entre o RMSE e o desvio padrão dos dados medidos, como mostra-se na seguinte equação:

$$RSR = \frac{RMSE}{STDEV_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^N (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{mean})^2}} \quad (3.40)$$

sendo  $Y_i^{obs}$  a observação i-ésima da componente a ser avaliada,  $Y_i^{sim}$  o valor i-ésimo simulado da mesma componente,  $Y^{mean}$  a média de dados observados da componente de ser avaliada, e  $N$  o número total de observações.

O índice RSR incorpora os benefícios de estatísticas de índice de erro e inclui um fator de escala/normalização, de modo que, a resultante estatística e os valores reportados, podem ser aplicados a vários constituintes. O RSR varia entre o valor ideal de 0, que indica zero RMSE ou variação residual e, portanto, simulação do modelo perfeito, até um valor positivo grande.

### 3.6 Recuperação dos parâmetros atmosféricos e de superfície

Vários estudos que estimam os parâmetros de turbidez atmosférica por meio de medições radiométricas experimentais de banda larga sob diversas condições atmosféricas selecionados (Bergstrom et.al 1977 (119)), mostraram resultados promissores. Uma série de estudos têm utilizado diversos abordagens de banda larga, utilizando medições da rede meteorológica para estudar a climatologia

dos aerossóis locais em sites específicos.

Por exemplo, a possibilidade de obter o coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  a partir de medições de irradiância direta, utilizando a equação para a irradiância direta dada por um modelo parametrizado de irradiância solar, foi proposta por A. Louche et al. 1987 para Ajaccio (33) na região da França e por J. Cañada et al. 1993 para Valência na região da Espanha (34).

Uma pesquisa mais recentemente introduzida por Gueymard (1998) (32) mostra uma metodologia estendida para obter parâmetros de turbidez de banda larga com precisão aceitável a partir de medições de irradiância direta de banda larga. Este método utiliza várias parametrizações de processos de extinção que afetam a transferência de radiação de onda curta numa atmosfera sem nuvens. Uma avaliação preliminar do método indica um acordo apenas aceitável (como valor próximo à turbidez média), isto é, em função à irradiância observada, dada a simples recuperação direta feita a partir da equação da irradiância escrita para a turbidez. Infelizmente, apesar da simplicidade da inversão direta, isto é, sem que se realize uma otimização local e global, ocorre a propagação direta dos erros dos parâmetros da equação (modelo) sobre as variáveis previstas, aumentando assim, os erros esperados na estimativa de turbidez atmosférica.

Na presente secção é analisada a possibilidade de recuperação de um conjunto diário e horário de parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície (coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ), albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), fator de espalhamento frontal ( $F_c$ ) e albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) aplicando o processo de otimização para dias de céu claro seleccionados a partir das medições totais que tenham componentes de irradiância global e difusa. A componente de irradiância directa pode ser obtida pela diferença entre as duas primeiras. Para este processo foi utilizada a função custo conjunta para as irradiâncias direta, difusa e global, mostrada na equação 3.41:

$$\begin{aligned}
 J[q] &= \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((I_i^{obs})_{dir} - (I_i^{sim})_{dir})^2}{N}} \\
 &+ \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((I_i^{obs})_{dif} - (I_i^{sim})_{dif})^2}{N}} \\
 &+ \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N ((I_i^{obs})_{glo} - (I_i^{sim})_{glo})^2}{N}}
 \end{aligned} \tag{3.41}$$

sendo  $(I_i^{obs,sim})_{dir,dif,glo}$  as irradiâncias direta, difusa e global, observadas e simuladas, respectivamente e  $N$  o número total de observações. Esta função custo impõe uma restrição mais forte em relação ao processo de optimização para apenas a irradiância global, uma vez que os parâmetros ótimos obtidos, minimizam a diferença entre os valores medidos e simulados das irradiâncias direta, difusa e global simultaneamente. Devido a este facto, é razoável atribuir um maior significado físico para o conjunto de parâmetros obtidos com este processo.

Para esta metodologia foi escolhido o modelo de irradiância solar parametrizado IQC, devido

ao seu melhor desempenho no processo de validação (ver tabela 4.3)). Os valores iniciais para os parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície são as seguintes:  $\beta = 0,25$ ,  $\alpha = 1,3$ ,  $\omega_o = 0,8$ ,  $Fc = 0,84$  e  $\rho_g = 0,12$ .

Em princípio, é possível obter um conjunto de parâmetros, com uma precisão de minutos, que é o período mínimo de aquisição de dados de irradiância. Neste trabalho foram obtidos valores eficazes diários e horários. Os valores diários obtidos foram agrupados em três períodos sazonais: Setembro 2011-Novembro 2011, Dezembro 2011 - Fevereiro 2012 e Março 2012 - Maio 2012. Os valores horários foram agrupados dia a dia. Uma análise estatística foi realizada para cada conjunto de resultados.

### 3.7 Os satélites TERRA e AQUA e o sensor MODIS

Os sensores desenvolvidos na última década, entretanto, marcam uma nova era no sensoriamento remoto de diversas variáveis do sistema Terra/atmosfera. Destacam-se, dentre eles, o sensor MODIS (MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) e o sensor MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer) como parte do projeto EOS e POLDER/ADEOS 1 e 2, onde a utilização de multicanais, multiângulos e razão de polarização da luz refletida permitem a obtenção com maior precisão de uma ampla gama de propriedades atmosféricas sobre o oceano e sobre os continentes, de forma global e com melhores resoluções no espaço e no tempo (Kaufman et.al 2002 (120)).

Em dezembro de 1999, o satélite TERRA foi lançado em órbita polar em sincronia com o Sol, para cobrir todo o globo num dia (horário de passagem local 10h:30min da manhã). O TERRA inclui os seguintes sensores: MODIS, voltado para a obtenção de espessura óptica de aerossol, com resolução de  $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ , dentre outras propriedades dos aerossóis, nuvens e superfície (King et.al 1992 (86)); MOPITT (Measurements of Pollution in the Troposphere) que obtém o perfil de CO e a coluna total de  $CH_4$  com resolução espacial de 22 km (Pan et.al 1998 (121)); ASTER (Advanced Thermal Emission and Reflection Radiometer) que gera, com alta resolução espacial (de 15 a 90 m), imagens multiespectrais da superfície da terra e de nuvens (Naderi et.al 1991 (122)); MISR que realiza observação em diferentes ângulos de visada, de forma contínua, com alta resolução espacial (Diner et al., 1998); CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System), para medidas de nuvens e fluxo de radiação (Wielicki et.al 1998 (123)).

Em maio de 2002 foi lançado o satélite AQUA contendo também o sensor MODIS. O AQUA cobre todo o globo no período da tarde no horário local das 13h:30min, do horário local. Juntamente com o AQUA, a NASA planeja colocar em órbita um grupo de satélites que formarão o 'A Train' do período da tarde. O 'A Train' consiste em 5 satélites com órbitas muito próximas uma das outras, para um completo e inédito monitoramento do sistema terrestre [http://www.nasa.gov/audience/foreducators/5-8/features/F\\_A\\_Train\\_Express.html](http://www.nasa.gov/audience/foreducators/5-8/features/F_A_Train_Express.html).

Já estão em órbita o AQUA (lançado em maio de 2002), e o AURA (lançado em julho de 2004) voltado exclusivamente para o estudo da composição, química e dinâmica atmosférica. O conjunto de sensores é extremamente útil para estudos da atmosfera terrestre. Em particular, é

possível obter a partir dos produtos do nível 2 de TERRA e AQUA, o total de vapor de água precipitável (MOD05\_L2), concentração de ozônio, temperatura da superfície e pressão atmosférica (MOD07\_L2) para diferentes momentos durante o dia e noite, com uma resolução espacial de  $1 \times 1 \text{ km}$ , para céu sem nuvens.

## Capítulo 4

# Resultados

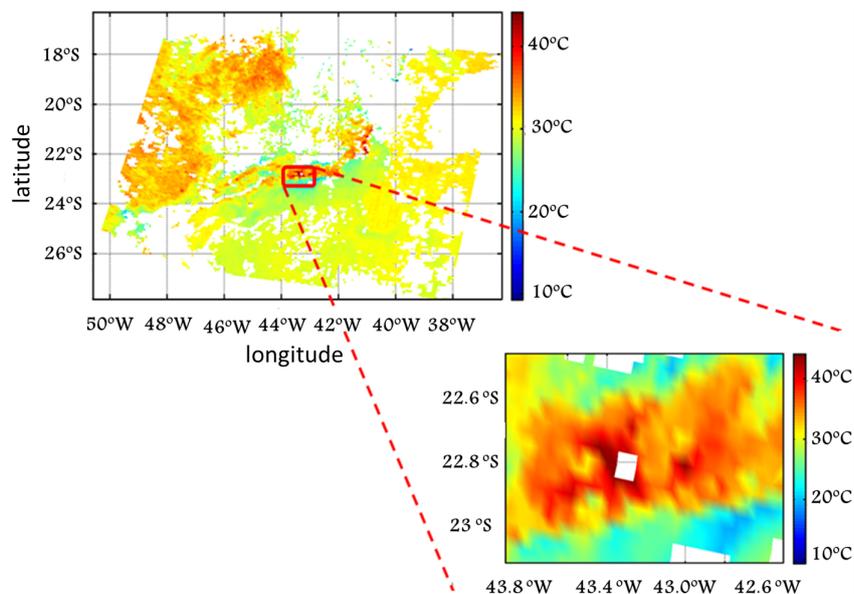
### 4.1 Variáveis meteorológicas obtidas com o sensor MODIS

Os dispositivos de sensoriamento remoto desenvolvidos na última década, marcaram uma nova era no monitoramento de diversas variáveis meteorológicas do sistema Terra-atmosfera. Destacam-se entre eles, o sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), onde o uso de multi-canais, múltiplos ângulos e taxas de polarização da luz reflectida, permite a obtenção, com maior precisão, de uma ampla gama de propriedades e variáveis atmosféricas sobre o oceano e os continentes com melhores resoluções no espaço e no tempo. Estes dados irão a melhorar a nossa compreensão da dinâmica global e os processos que ocorrem na Terra, nos oceanos e na baixa atmosfera. O MODIS tem um papel vital no desenvolvimento de modelos validados, globais e interativos do sistema atmosférico capaz de prever mudanças globais com considerável precisão.

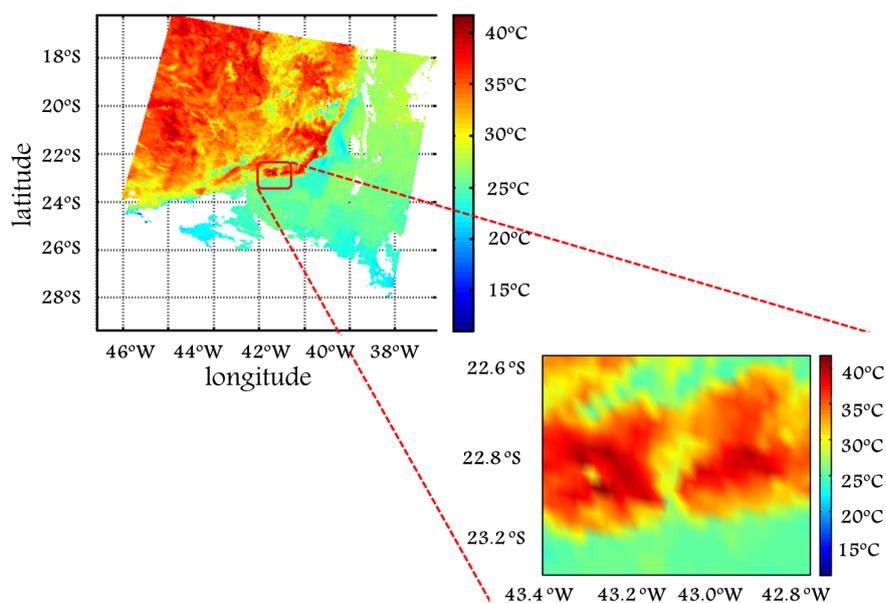
O sensor MODIS está instalado no interior dos satélites Terra (EOS AM) e Aqua (EOS PM). Os satélites Terra e Aqua orbitam ao redor da Terra e estão sincronizados de modo que Terra MODIS passa do norte ao sul sobre o equador em horas da manhã, enquanto Aqua MODIS passa do sul para norte sobre o equador em horas da tarde. Terra MODIS e Aqua MODIS monitoram a superfície inteira da Terra cada 1 ou 2 dias, coletando dados em 36 bandas espectrais ou grupos de comprimentos de onda.

O sensor MODIS com 36 canais fornece a necessária resolução espacial (1 km) e alta resolução espectral de radiação de onda curta visível e onda longa infravermelha. Em particular, é possível obter, a partir dos produtos atmosféricos de nível 2 dos satélites Terra e Aqua, a quantidade total de água precipitável (MOD05\_L2), concentração de ozônio, temperatura da superfície e pressão atmosférica (MOD07\_L2) para diferentes momentos durante o dia e a noite, com uma resolução espacial de 1 km x 1 km, em dias de céu claro e na ausência de nuvens.

Na figura 4.1 se mostra a distribuição de temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ) em áreas próximas à Região Metropolitana do Rio de Janeiro para o 25 de janeiro 2011 (verão) às 13:05 horas, na figura também pode se observar o aumento da temperatura (pontos vermelhos), na cidade, devido ao efeito de ilha de calor urbana (Marques Filho et.al 2009 (107)). Um comportamento semelhante pode ser visto na Figura 4.2, para o dia o 30 de agosto 2011 (inverno) às 12:00 horas. Em geral, a temperatura na superfície urbana é maior que nas zonas rurais adjacentes.



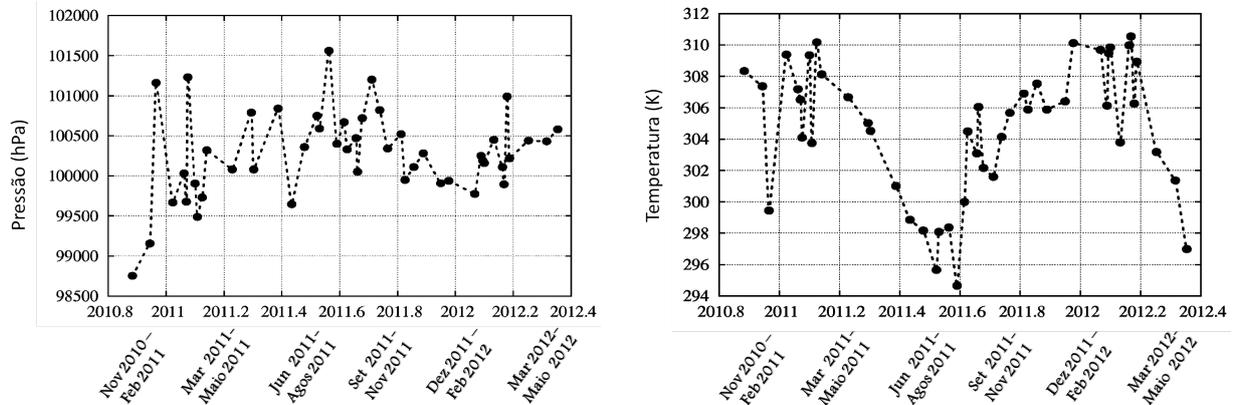
**Figura 4.1:** Distribuição espacial da temperatura de superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) sobre a RMRJ ( $22^{\circ}51'27''\text{ S}$ ,  $43^{\circ}13'58''\text{ W}$ ) por sensoriamento remoto obtidas com dados do sensor MODIS com uma resolução espacial de 1 Km para o dia 25 de janeiro de 2011 (13:05 h). Na imagem ampliada, pode ser visto o aumento da temperatura (pontos vermelhos), na cidade, devido ao efeito de ilha de calor urbana.



**Figura 4.2:** Distribuição espacial da temperatura de superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) sobre a RMRJ ( $22^{\circ}51'27''\text{ S}$ ,  $43^{\circ}13'58''\text{ W}$ ) por sensoriamento remoto obtidas com dados do sensor MODIS com uma resolução espacial de 1 Km para o dia 30 de agosto de 2011 (13:05 h). Na imagem ampliada, pode ser visto o aumento da temperatura (pontos vermelhos), na cidade, devido ao efeito de ilha de calor urbana.

Para a presente dissertação foram selecionados um conjunto de dados meteorológicos do sensor MODIS requeridos como entradas nos modelos parametrizados de irradiância solar. Os dados foram coletados entre às 09:00 h e 16:00 h, calculando um valor médio diário para os dias de céu claro identificados durante todo o período de medições e considerando uma média espacial dos pontos dentro de 2 km de raio, centrado no ponto de localização da plataforma radiométrica onde as me-

dições foram realizadas ( $22^{\circ} 51'27''S$ ,  $43^{\circ} 13'58'' W$ ). Os dados meteorológicos requeridos pelos modelos de irradiância parametrizadas são as seguintes: pressão atmosférica ( $p$ ), a temperatura da superfície ( $T$ ), o caminho óptico do ozônio ( $u_o$ ) e a quantidade de água precipitável ( $w$ ).



**Figura 4.3:** Média diária da pressão atmosférica (hPa) e da temperatura da superfície (K), na região de medição, centrada em  $22^{\circ} 51'27''S$ ,  $43^{\circ} 13'58''W$ , em função do ano contínuo a partir do dia 11 de novembro de 2010 até 15 de maio de 2012, obtido com dados do sensor MODIS.

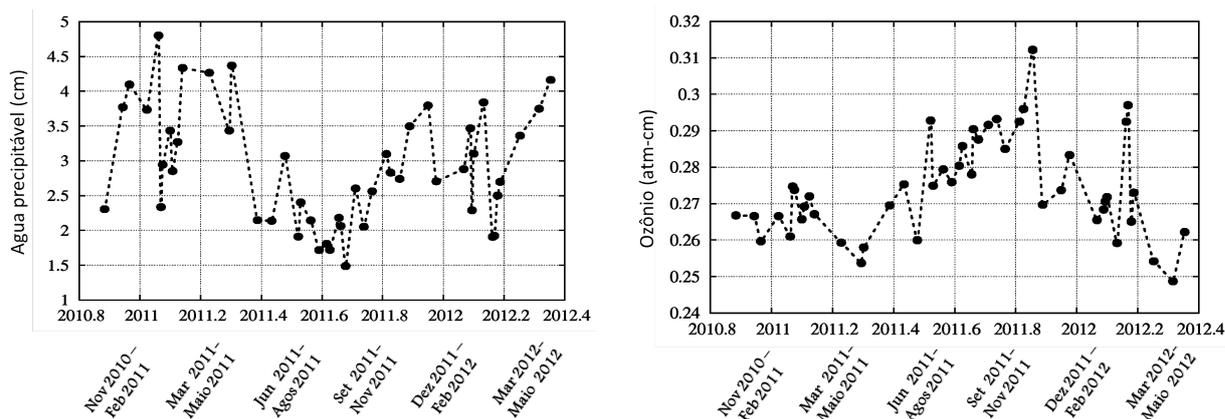
A Figura 4.3 mostra os valores da pressão atmosférica média diária (hPa) e da temperatura média diária (K), respectivamente, obtidas para o local de medição com os dados do sensor MODIS, em função do ano contínuo a partir do dia 11 de novembro de 2010 até o dia 15 de maio de 2012. Na Figura se observa uma variação sazonal da temperatura na superfície com um mínimo igual a 295 K ( $21,85^{\circ}C$ ) no inverno (Junho-Julho-Agosto) e um máximo de 312 K ( $38,85^{\circ}C$ ) no verão (Dezembro-Janeiro-Fevereiro).

Também são mostrados os valores médios da água precipitável (cm) e da concentração de ozônio (atm-cm) na Figura 4.4. Os valores da água precipitável, mostram também uma variação sazonal em sincronia com a variação sazonal da temperatura da superfície, com um valor máximo próximo a 5,2 cm no verão e um valor mínimo próximo de 1,5 cm no inverno, a concentração de ozônio atinge seu valor mais alto de 0,31 centímetros em Setembro de 2011 e seu menor valor próximo a 0,25 em Maio de 2011.

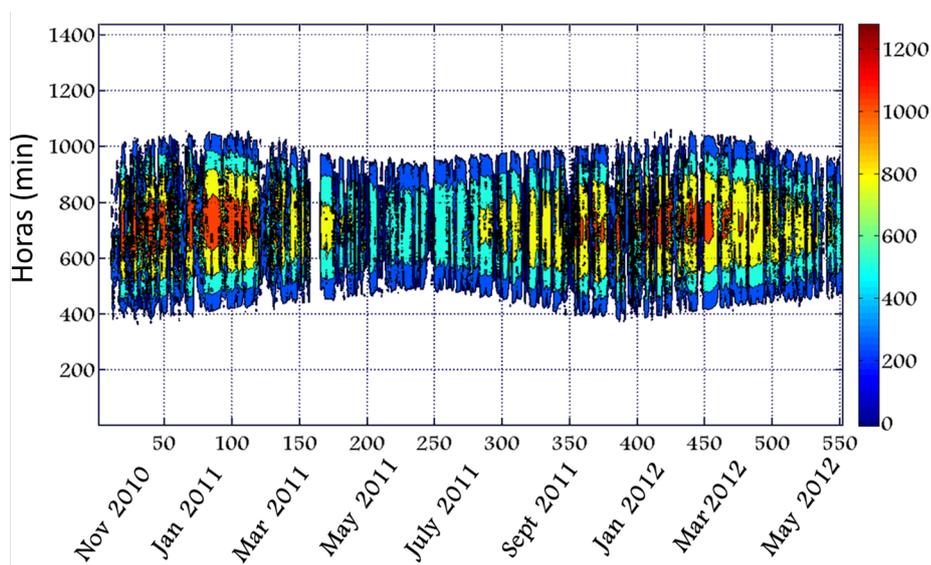
## 4.2 Medições das componentes da irradiância solar

As medições de irradiância global disponíveis para o presente trabalho têm uma cobertura de 19 meses, desde Novembro de 2010 até Maio de 2012 com um total de 550 dias. Os dados de irradiância difusa têm uma cobertura de 8 meses, desde Outubro de 2011 até Maio de 2012 com um total de 220 dias. Todos os dados de irradiância foram medidos com uma frequência de amostragem igual a 0,017 Hz e armazenados em intervalos de 1 min. A Figura 4.5 mostra a intensidade da irradiância global ( $W m^{-2}$ ) e a Figura 4.6 mostra a intensidade da irradiância difusa, em função do dia e da hora (minutos).

Na Figura (4.5), se observa a variação sazonal da irradiância global e a duração do dia para diferentes períodos sazonais, maior intensidade da irradiância global nos meses do verão e prima-



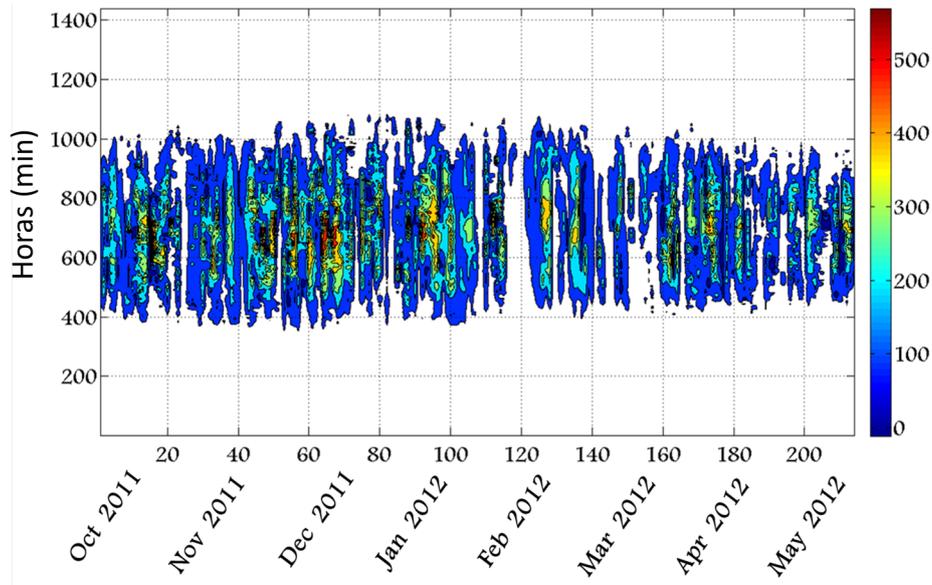
**Figura 4.4:** Média diária da quantidade de água precipitável (cm) e a concentração de ozônio (atm-cm), na região de medição, centrada em  $22^{\circ}51'27''S$ ,  $43^{\circ}13'58''W$ , em função do ano contínuo a partir do dia 11 de novembro de 2010 até 15 de maio de 2012, obtido com dados do sensor MODIS.



**Figura 4.5:** Intensidade medida da irradiância global ( $W m^{-2}$ ) de 10 de Novembro de 2010 a 15 de Maio de 2012 na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) ( $22^{\circ}51'27''S$ ,  $43^{\circ}13'58''W$ ) em função das horas e dos dias de medição.

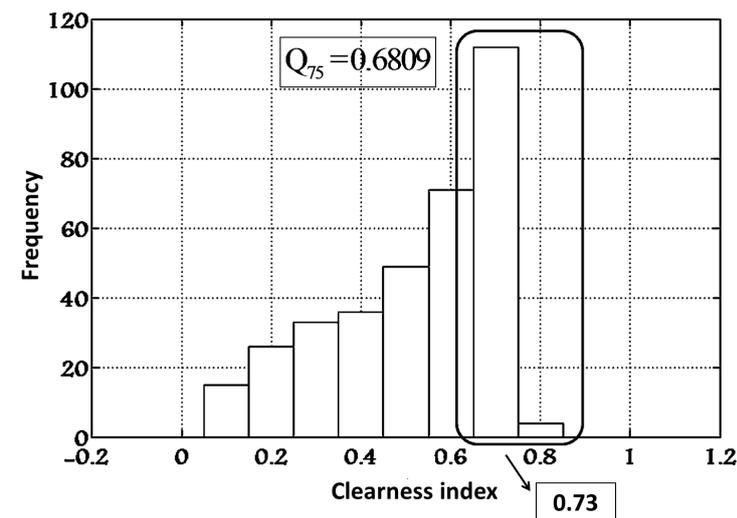
vera (máximo valor próximo a  $1200 W m^{-2}$ ) e menor intensidade nos meses do outono e inverno (máximo valor próximo  $600 W m^{-2}$ ). Também é possível observar os efeitos das nuvens em períodos de tempo com valores de irradiância muito baixos. Estes problemas são particularmente graves em regiões tropicais, como Brasil, onde a atividade das nuvens é uma característica dominante do clima local e a rede solarimétrica é escassa com a maioria das estações localizadas em áreas urbanas Oliveira et.al 2002 (124), Pereira et.al 1996 (125). A intensidade da irradiância difusa é mostrada na figura 4.6.

A fim de seleccionar os dias de céu claro para otimizar e validar os modelos parametrizados de irradiância solar, foram seleccionados dias com índice de claridade superior a 0,6809, que é o quartil 75% correspondente aos maiores valores do índice do claridade. Além disso e com o objectivo de eliminar os efeitos de cobertura das nuvens, muito comuns em regiões tropicais do hemisfério sul, foram escolhidos apenas dados de irradiância com índice de claridade maiores a 0,80 e também



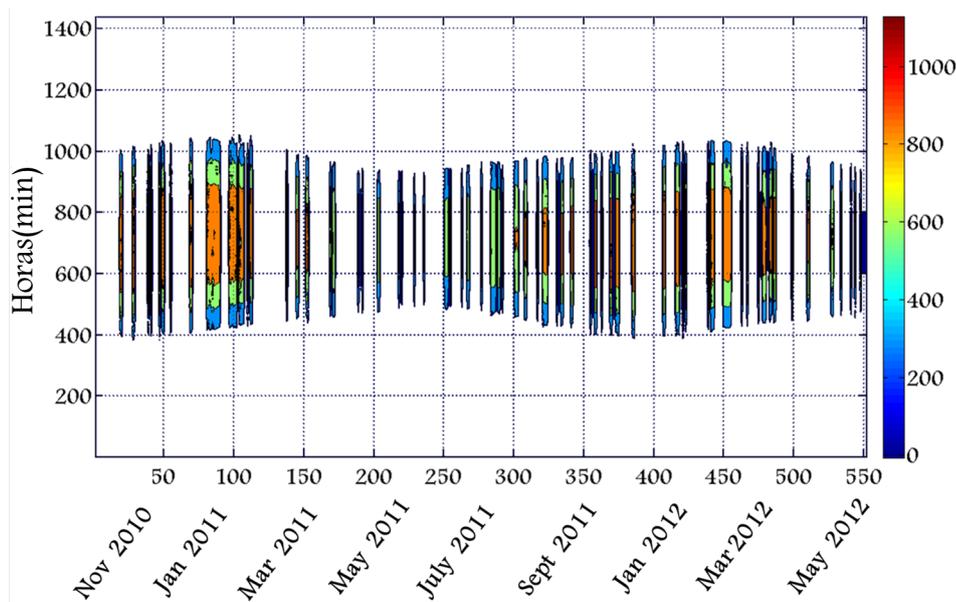
**Figura 4.6:** Intensidade medida da irradiância difusa ( $W m^{-2}$ ) desde 1 de outubro de 2011 até o 15 de maio de 2012 no local de medição na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) ( $22^{\circ}51'27''S$ ,  $43^{\circ}13'58''W$ ) em função das horas e dos dias de medição.

foram considerados os dias em que o sensor MODIS fornece dados meteorológicos no ponto de medição ( $22^{\circ}51'27'' S$ ,  $43^{\circ}13'58'' W$ ). De acordo com estes critérios foram obtidos 94 dias de céu claro e um total de aproximadamente 67 680 medições (720 por dia). A metade deste conjunto de dados (47 dias) foi usado para o processo de otimização e a outra metade para os processos de validação dos modelos parametrizados de irradiância solar. A Figura 4.8 mostra a intensidade de irradiância global para os dias de céu 7 claro selecionados, em função do dia e dos minutos (720 min).



**Figura 4.7:** Histograma do índice de claridade diário ( $k_t$ ) para a irradiância global. O quartil 75% ( $Q_{75}$ ) é igual a 0,6809. Para eliminar efeitos de cobertura das nuvens foram escolhidos dados de irradiância com índice de claridade maior a 0,80.

A figura (4.8), mostra a intensidade da irradiância global para os dias de céu claro selecionados, em função do dia e da hora (720 min).



**Figura 4.8:** Intensidade medida da irradiância global ( $W m^{-2}$ ) para os dias de céu claro selecionados (94), de 1 de Outubro de 2011 até 15 de Maio de 2012 no local de medição na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) ( $22^{\circ}51'27''S$ ,  $43^{\circ}13'58''W$ ).

### 4.3 Resultados da otimização dos modelos de irradiância solar

A fim de otimizar os três modelos parametrizados de irradiância solar e recuperar os parâmetros de turbidez atmosférica e os parâmetros radiativos da superfície com o método de otimização de Força Bruta, foi utilizado um subconjunto do total de dados de irradiância global e difusa para dias de céu claro coletados pelos sensores radiométricos de LabMiM, de acordo com as características mencionado na seção anterior.

#### 4.3.1 Otimização dos modelos de irradiância global

Para a otimização dos modelos de irradiância solar de banda larga foram selecionados dados para 47 dias de céu claro tomados em intervalos de 1 min, desde o dia 10 de novembro de 2010 até 15 de maio de 2012, com um total de cerca de 33 840 medições. Foi realizada uma divisão sazonal do total dos dias selecionados, obtendo seis períodos sazonais: Novembro de 2010 - Fevereiro de 2011 (11 dias), Março de 2011 - Maio de 2011 (4 dias), Junho de 2011 - Agosto de 2011 (10 dias), Setembro de 2011 - Novembro de 2011 (8 dias), Dezembro de 2011 - Fevereiro de 2012 (8 dias) e finalmente Março de 2012 - Maio de 2012 (6 dias).

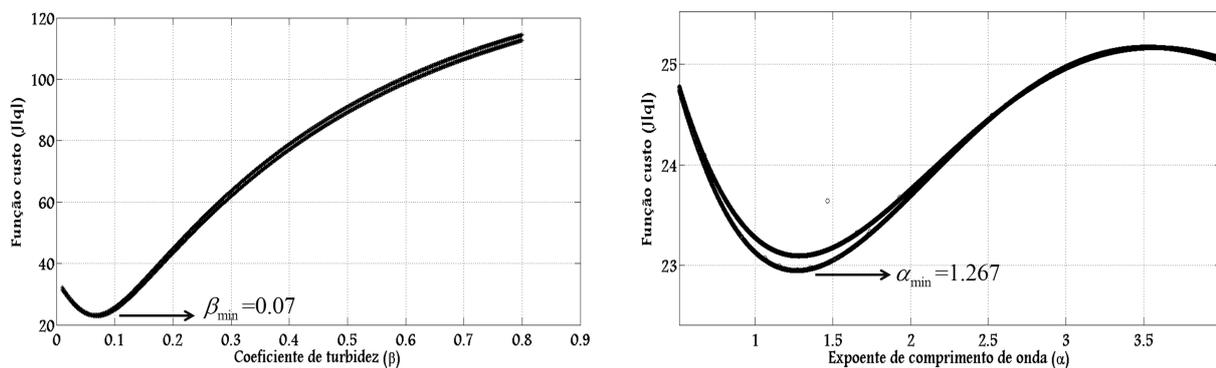
Foi realizado o processo de otimização para o subconjunto total de dias de céu claro, Novembro de 2010 - Maio de 2012 (47 dias). A função de custo ( $J[q]$ ) a ser minimizada utilizando os métodos de otimização para obter os parâmetros ótimos exigidos pelos modelos físicos parametrizados de irradiância solar global de banda larga, é mostrada na Equação 3.36 com só a componente de irradiância global. Os valores iniciais para os parâmetros de turbidez atmosférica e da superfície são os seguintes:

$$\begin{aligned}
 \beta &= 0,25 \\
 \alpha &= 1,3 \\
 \omega &= 0,8 \\
 F_c &= 0,84 \\
 \rho_g &= 0,12
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

Após o processo de otimização realizado pelo método de Força Bruta foram obtidos um conjunto de valores eficazes para os parâmetros mencionados, os quais são mostrados na tabela (4.1), para cada período sazonal e para cada modelo parametrizado de irradiância solar. Levando em conta o subgrupo total de dias de céu claro, os modelos parametrizados IQA e IQC foram os que apresentaram melhor desempenho, obtendo os menores valores da função custo mínima ( $J[q]_{min}$ ) ( $12,544 \text{ Wm}^{-2}$  and  $12,260 \text{ Wm}^{-2}$  respectively), o modelo B tem valores mais altos desta função de custo ( $13,67 \text{ Wm}^{-2}$ ).

O parâmetro de turbidez de Ångström otimizado  $\beta$ , relacionado com a quantidade de aerossóis atmosféricos, é igual a 0,083 para o modelo IQA, 0,061 para o modelo IQB e 0,070 para o modelo IQC. A diferença notável entre o valor obtido pelo modelo IQB (0,061), em relação aos outros modelos é devido a que o modelo IQB não usa o parâmetro de turbidez  $\alpha$ . A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do seu intervalo válido de valores para o total de dias de céu claro é mostrada no lado esquerdo da Figura (4.9) mostrando o valor mínimo da função custo.

O expoente de comprimento de onda de Ångström otimizado  $\alpha$ , relacionado com o tamanho dos aerossóis atmosféricos, é igual a 1,251 para o modelo IQA e 1,267 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do seu intervalo de valores válido para o total de dias de céu claro é mostrado no lado direito da Figura (4.9) mostrando o valor mínimo da função custo.



**Figura 4.9:** Função custo  $J[q]$  para a irradiância global, em função do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  e do expoente de comprimento de onda  $\alpha$ , os valores que minimizam a função custo são iguais a  $\beta_{min} = 0,070$  e  $\alpha_{min} = 1,267$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC e considerando todos os dias de céu claro.

O albedo de espalhamento simples otimizado  $\omega_o$ , referente à relação da eficiência de dispersão com a eficiência da extinção total, é igual a 0,805 para o modelo IQA, 0,986 para o modelo IQB e 0,763 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do seu

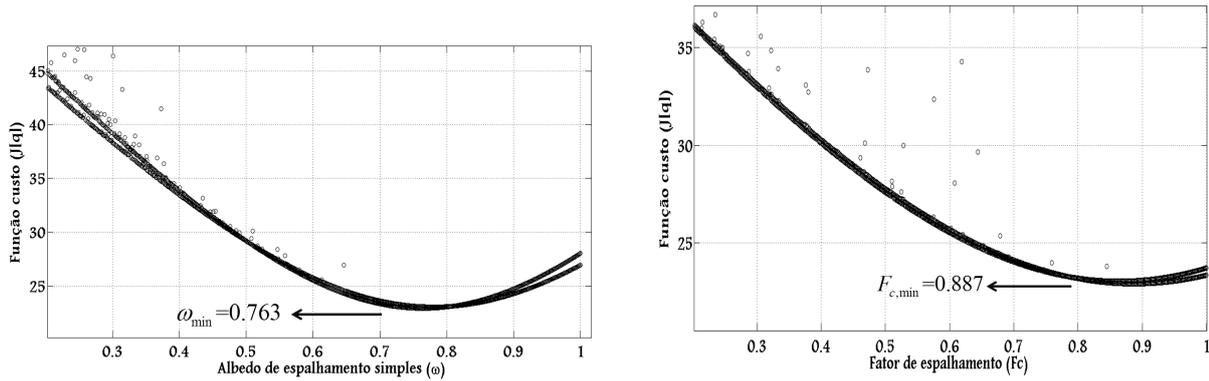
	$\beta$	$\alpha$	$\omega_o$	$F_c$	$\rho_g$	$J[p]_{min}$
Nov 2010 - Feb 2011						
Model						
IQA	0,114	1,115	0,882	0,512	0,500	25,9061
IQB	0,082	(*)	1,000	0,200	0,500	26,599
IQC	0,069	1,184	0,713	0,998	0,369	24,812
Mar 2011 - May 2011						
Model						
IQA	0,088	1,218	0,819	0,763	0,370	20,162
IQB	0,061	(*)	0,998	0,200	0,413	20,015
IQC	0,067	1,265	0,770	0,877	0,198	20,010
Jun 2011 - Aug 2011						
Model						
IQA	0,066	1,254	0,800	0,833	0,176	12,488
IQB	0,049	(*)	0,971	0,200	0,479	13,432
IQC	0,056	1,279	0,774	0,879	0,174	12,420
Sep 2011 - Nov 2011						
Model						
IQA	0,092	1,273	0,799	0,832	0,172	12,916
IQB	0,070	(*)	0,974	0,200	0,428	13,628
IQC	0,081	1,263	0,770	0,872	0,179	12,596
Dec 2011 - Feb 2012						
Model						
IQA	0,090	1,282	0,798	0,836	0,149	11,181
IQB	0,052	(*)	0,968	0,200	0,372	13,681
IQC	0,081	1,286	0,778	0,863	0,161	11,273
Mar 2012 - May 2012						
Model						
IQA	0,095	1,305	0,794	0,840	0,117	11,611
IQB	0,037	(*)	0,947	0,200	0,384	13,751
IQC	0,091	1,271	0,783	0,860	0,136	11,486
<b>Total</b>						
<b>Nov 2010 - May 2012</b>						
Model						
<b>IQA</b>	<b>0,083</b>	<b>1,251</b>	<b>0,805</b>	<b>0,818</b>	<b>0,223</b>	<b>12,544</b>
<b>IQB</b>	<b>0,061</b>	<b>(*)</b>	<b>0,986</b>	<b>0,200</b>	<b>0,380</b>	<b>13,670</b>
<b>IQC</b>	<b>0,070</b>	<b>1,267</b>	<b>0,763</b>	<b>0,887</b>	<b>0,194</b>	<b>12,260</b>

**Tabela 4.1:** Parâmetros otimizados dos modelos de irradiância solar global obtidos pelo método de otimização de Força Bruta para diferentes períodos sazonais.  $\beta$ : coeficiente de turbidez de Ångström,  $\alpha$ : expoente de comprimento de onda de Ångström,  $\omega_o$ : albedo de espalhamento simples,  $F_c$ : fator de espalhamento para frente,  $\rho_g$ : albedo médio da superfície,  $J[q]_{min}$ : valor mínimo para a função custo. (\*) O modelo IQB não usa o expoente de comprimento de onda  $\alpha$ .

intervalo válido de valores para o total de dias de céu claro é mostrada na Figura (4.10) marcando o valor mínimo da função custo.

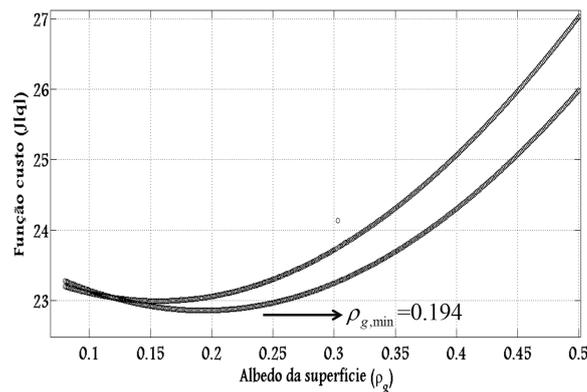
O fator de espalhamento para frente  $F_c$  otimizado, é igual a 0,818 para o modelo IQA, 0,200 para o modelo IQB e 0,887 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do intervalo válido de valores para o total de dias de céu claro é mostrado na figura (4.10) marcando o valor mínimo da função de custo.

O albedo médio da superfície otimizado  $\rho_g$ , definida como a razão entre a radiação refletida da superfície e a radiação incidente sobre ela, é igual a 0,223 para o modelo IQA, 0,380 para o modelo IQB e 0,194 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do intervalo válido de valores para o total de dias de céu claro é mostrada na figura (4.11)



**Figura 4.10:** Função custo  $J[q]$  para a irradiância global em função do albedo de espalhamento simples  $\omega_o$  e do fator de espalhamento para frente  $F_c$ . Os valores que minimizam a função de custo são iguais a  $\omega_{min} = 0,763$  e  $F_{c,min} = 0,887$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro.

marcando o valor mínimo da função de custo. Todos estes parâmetros de turbidez atmosféricos e da superfície mostram um comportamento semelhante para os seis períodos sazonais. Os valores mínimos da função custo são apresentados na tabela (4.1).

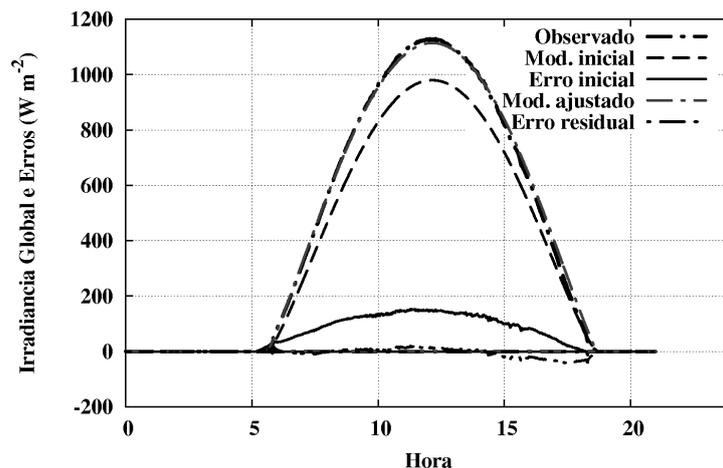


**Figura 4.11:** Função de custo  $J[q]$  para a irradiância global, em função do albedo zonal da superfície  $\rho_g$ . O valor que minimiza a função de custo é igual a  $\rho_g = 0,194$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro.

Com este conjunto de parâmetros otimizados e tendo em conta que estes são valores eficazes para longos períodos sazonais, é alcançado um alto nível de concordância entre os valores medidos e os valores simulados de irradiância global, obtidos com os modelos parametrizados solares de banda larga, como é mostrado na figura (4.12). Nesta figura se observam os dados de irradiância global simulados, obtidos com o modelo de irradiância solar IQC, usando os parâmetros iniciais (4.1) e os parâmetros otimizados (4.1), para o dia 26 Janeiro, 2011 (verão). Também são mostrados o erros iniciais e finais.

### 4.3.2 Otimização dos modelos de irradiâncias global, direta e difusa

Para a otimização conjunta dos modelos de irradiância global, direta e difusa foram selecionados 19 dias de céu claro, a partir de 01 de Outubro de 2011 até 15 de Maio de 2012, com um total de cerca de 13 600 medições e foi realizada uma divisão sazonal do total dos dias selecionados, obtendo um total de três períodos sazonais: Setembro de 2011 - Novembro de 2011 (5 dias), Dezembro de



**Figura 4.12:** Comparação entre os dados observados e simulados da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) para um dia de céu claro usando o modelo parametrizado IQC para o dia 26 de Janeiro, 2011. A irradiância global inicial simulada foi obtida com os valores iniciais dos parâmetros mostrados na equação (4.1) e a irradiância global final simulada foi obtida com os parâmetros otimizados mostrados na tabela 4.1. Também são mostrados os erros iniciais e finais.

2011 - Fevereiro de 2012 (8 dias) e Março de 2012 - Maio de 2012 (6 dias). Também foi realizada uma otimização para o subconjunto total de dias de céu claro, levando em conta as irradiâncias global e difusa, a partir de Setembro de 2011 - Maio de 2012 (19 dias). A função custo ( $J[q]$ ) a ser minimizada utilizando os métodos de otimização para obter os parâmetros requeridos pelos modelos parametrizados de irradiância solar de banda larga global, direta e difusa, simultaneamente, é mostrada na Equação 3.41.

Os valores iniciais para os parâmetros de turbidez atmosféricos e radiativos da superfície são apresentados na Equação (4.1). Após o processo de otimização realizado pelo método de Força Bruta, foram obtidos um conjunto de valores eficazes para estes parâmetros, os quais são mostrados na tabela (4.2) para cada período sazonal e para cada modelo de irradiância solar parametrizado. Mais uma vez, os modelos parametrizados IQA e IQC foram os que mostraram um melhor desempenho, obtendo valores mais baixos da função custo mínima ( $J[p]$ ) ( $33,162 Wm^{-2}$  e  $32,623 Wm^{-2}$ , respectivamente) para o subconjunto total de dias de céu claro. O modelo IQB obtém um valor mais alto para esta função ( $35.218 Wm^{-2}$ ).

O coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  otimizado, relacionado com a quantidade de aerossóis atmosféricos, é igual a 0,035 para o modelo IQA, 0,036 para o modelo IQB e 0,049 para o modelo IQC. A exploração desse parâmetro para o modelo IQC ao longo do intervalo de valores válidos para o total de dias de céu claro é mostrado na figura (4.13).

O expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  otimizado, relacionado com a distribuição de tamanho dos aerossóis atmosféricos, é igual a 1,261 para o modelo IQA e 1,227 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC ao longo do intervalo de valores válidos para o total de dias de céu claro é mostrado na figura (4.13).

O albedo de espalhamento simples  $\omega_o$ , referente à relação da eficiência de espalhamento com a

	$\beta$	$\alpha$	$\omega_o$	$F_c$	$\rho_g$	$J[p]_{min}$
Sep 2011 - Nov 2011						
Model						
IQA	0,052	1,259	0,447	0,841	0,115	33,432
IQB	0,064	(*)	0,972	0,200	0,330	35,986
IQC	0,065	1,280	0,662	0,797	0,124	32,776
Dec 2011 - Feb 2012						
Model						
IQA	0,026	1,324	0,253	0,229	0,080	33,414
IQB	0,039	(*)	0,983	0,200	0,116	36,223
IQC	0,039	1,318	0,634	0,543	0,101	32,402
Mar 2012 - May 2012						
Model						
IQA	0,033	1,258	0,381	0,348	0,080	33,113
IQB	0,035	(*)	0,960	0,200	0,220	35,767
IQC	0,046	1,295	0,671	0,570	0,080	32,068
<b>Total</b>						
Nov 2010 - May 2012						
Model						
<b>IQA</b>	<b>0,035</b>	<b>1,261</b>	<b>0,267</b>	<b>0,724</b>	<b>0,092</b>	<b>33,162</b>
<b>IQB</b>	<b>0,036</b>	<b>(*)</b>	<b>0,960</b>	<b>0,200</b>	<b>0,285</b>	<b>35,218</b>
<b>IQC</b>	<b>0,049</b>	<b>1,227</b>	<b>0,611</b>	<b>0,686</b>	<b>0,110</b>	<b>32,623</b>

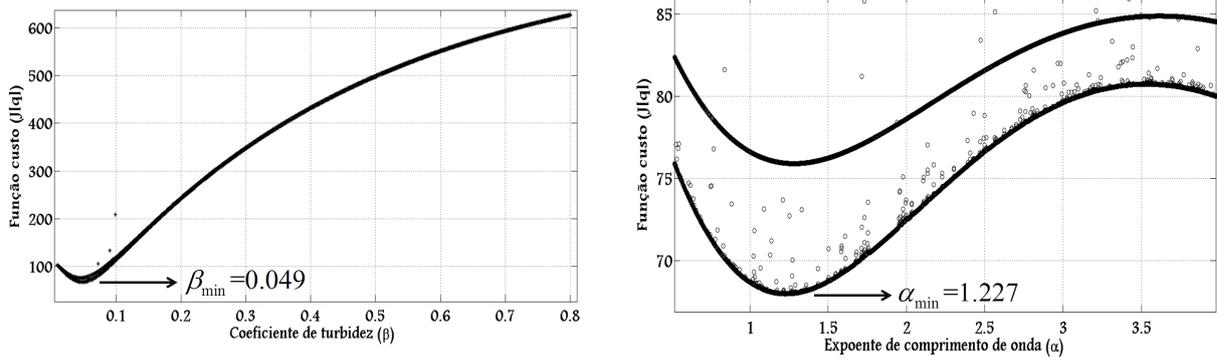
**Tabela 4.2:** Parâmetros otimizados para os modelos de irradiância solar global, direta e difusa obtidos pelo método de otimização de Força Bruta para diferentes períodos sazonais,  $\beta$ : coeficiente de turbidez de Ångström,  $\alpha$ : expoente de comprimento de onda de Ångström,  $\omega_o$ : albedo de espalhamento simples,  $F_c$ : fator de espalhamento para frente,  $\rho_g$ : albedo médio da superfície,  $J[q]_{min}$ : valor mínimo para a função custo. (\*) O modelo IQB não usa o expoente de comprimento de onda  $\alpha$ .

eficiência da extinção total, é igual a 0,267 para o modelo IQA, 0,960 para o modelo IQB e 0,611 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetros para o modelo de IQC ao longo do seu intervalo de valores válidos para o total de dias de céu claro é mostrado no lado izquierdo da figura (4.14).

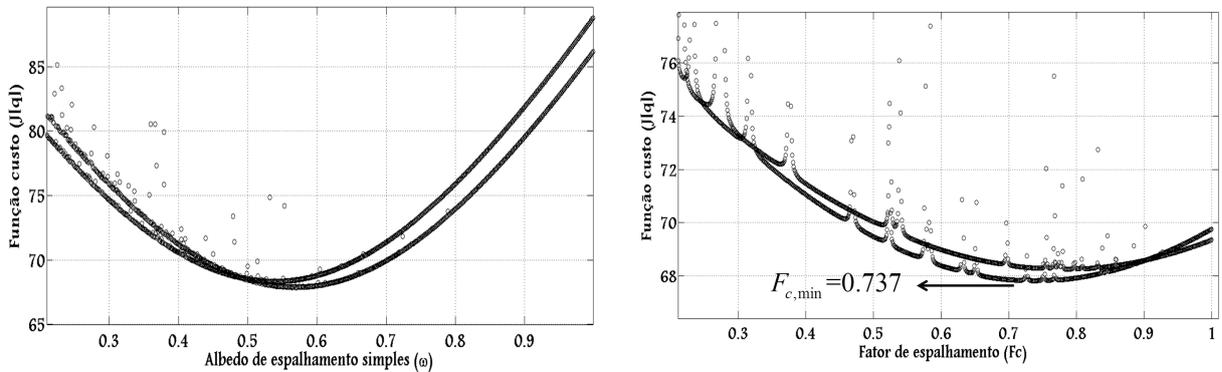
O fator de espalhamento para frente  $F_c$  otimizado  $F_c$  é igual a 0,724 para o modelo IQA, 0,200 para o modelo IQB e 0,686 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do seu intervalo válido de valores para o total de dias de céu claro é mostrado no lado direito da Figura (4.14).

O albedo médio da superfície otimizado  $\rho_g$ , definida como a razão entre a radiação refletida pela superfície e a radiação incidente sobre ela, é igual a 0,080 para o modelo IQA, 0,500 para o modelo IQB e 0,108 para o modelo IQC. A exploração deste parâmetro para o modelo IQC, ao longo do seu intervalo válido de valores para o total de dias de céu claro é mostrado na figura (4.15).

Em geral, a irradiância difusa mostra um comportamento variável e não uniforme em muitos dias do ano, mesmo em condições de céu claro, fato que, provavelmente, é causado por efeitos da instabilidade atmosférica, nuvens convectivas e reflexões múltiplas do solo gerado pelo posicionamento do radiômetro e por objetos próximos a ele (telhado, folhagem, etc). Devido a estes fatos, os dados simulados por meio de modelos de irradiância difusa de banda larga para condições de céu claro, não combinam bem com os dados observados em muitos dias do ano, o que é evidenciado pelo aumento da função custo mínima.



**Figura 4.13:** Função custo  $J[p]$  para as irradiâncias global, direta e difusa em função do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  e do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$ . Os valores que minimizam a função custo são iguais a  $\beta_{min} = 0,049$  e  $\alpha_{min} = 1,227$ , utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro.



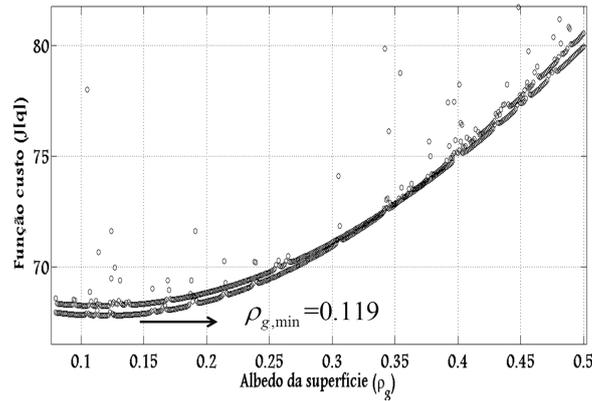
**Figura 4.14:** Função custo  $J[q]$  para as irradiâncias global, direta e difusa em função do albedo de espalhamento simples  $\omega_o$  e do fator de espalhamento para frente  $F_c$ . Os valores que minimizam a função custo são iguais a  $\omega_{min} = 0,611$  e  $F_{c,min} = 0,686$  utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro.

Na Figura (4.16) se observa que o modelo de irradiância difusa IQC otimizado, pode simular com um boa precisão a irradiância difusa durante um dia sem instabilidades provocadas pelas instabilidades atmosféricas, nuvens convectivas e reflexões múltiplas, para o dia 06 de Março de 2012. Mas na figura (4.17) com um comportamento não uniforme da irradiância difusa, os resultados do modelo de irradiância difusa IQC otimizado não combinam bem com os dados observados de irradiância difusa para o dia 07 de Outubro 2011.

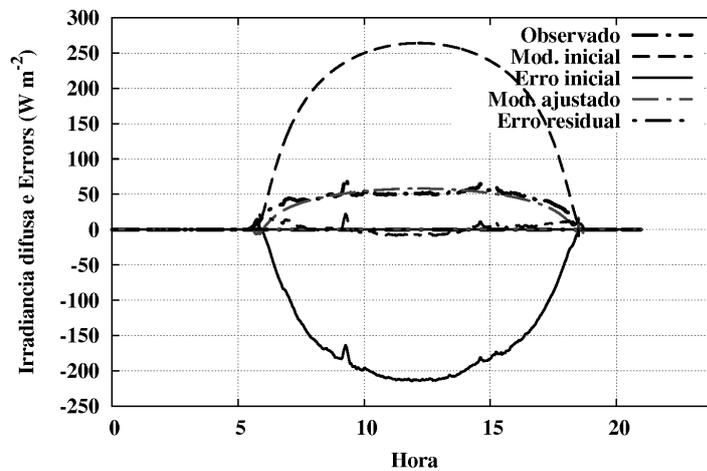
## 4.4 Validação dos modelos

### 4.4.1 Modelos de irradiância global

O desempenho dos diferentes modelos de irradiância solar utilizando os valores otimizados dos parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície, foi comparado com um subconjunto do total de dados de irradiância global, direta e difusa para dias de céu claro medidos pelos sensores radiométricos de LabMiM. Para a validação dos modelos de irradiância global foram selecionados dados de 47 dias de céu claro, coletados em intervalos de 1 min, a partir do dia 10 de Novembro de 2010 até o 15 de Maio de 2012, com um total de cerca de 33 840 medições.



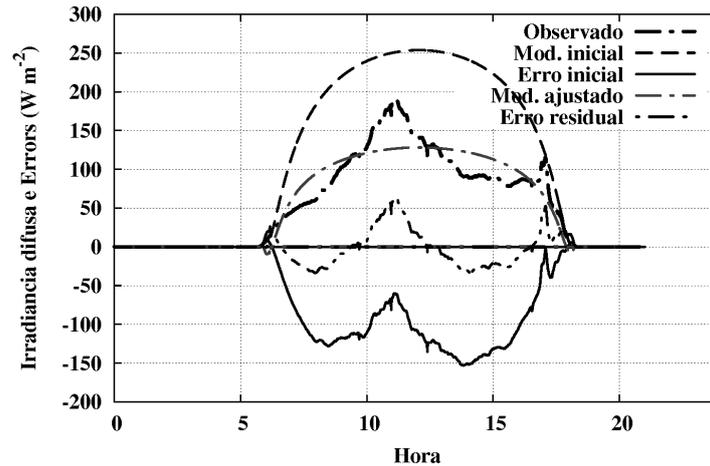
**Figura 4.15:** Função custo  $J[p]$  para as irradiâncias global e difusa em função do albedo médio da superfície  $\rho_g$ . O valor que minimiza a função de custo é igual a  $\rho_g = 0.119$  utilizando o método de otimização de Força Bruta para o modelo de irradiância solar IQC, levando em conta todos os dias de céu claro.



**Figura 4.16:** Comparação entre os dados observados e simulados de irradiância difusa ( $Wm^{-2}$ ) para um dia de céu claro e comportamento uniforme, usando os parâmetros otimizados do modelo parametrizado de irradiância difusa IQC para o dia 25 de Janeiro, 2012. A irradiância difusa inicial simulada foi obtida com os valores iniciais dos parâmetros mostrados na equação 4.1 e a irradiância difusa final simulada foi obtida com os parâmetros otimizados mostrados na Tabela 4.2. Também são mostrados os erros iniciais e finais.

Alem disso foi realizada uma divisão sazonal do total de dias selecionados, obtendo seis períodos sazonais: Novembro de 2010 - Fevereiro de 2011 (11 dias), Março de 2011 - Maio de 2011 (4 dias), Junho de 2011 - Agosto de 2011 (10 dias), Setembro de 2011 - Novembro de 2011 (8 dias), Dezembro de 2011 - Fevereiro de 2012 (8 dias), Março de 2012 - Maio de 2012 (6 dias), e também para o subconjunto total de dias de céu claro, Novembro de 2010 - Maio de 2012 (47 dias). Os resultados dos diferentes indicadores estatísticos são apresentados na Tabela 4.3.

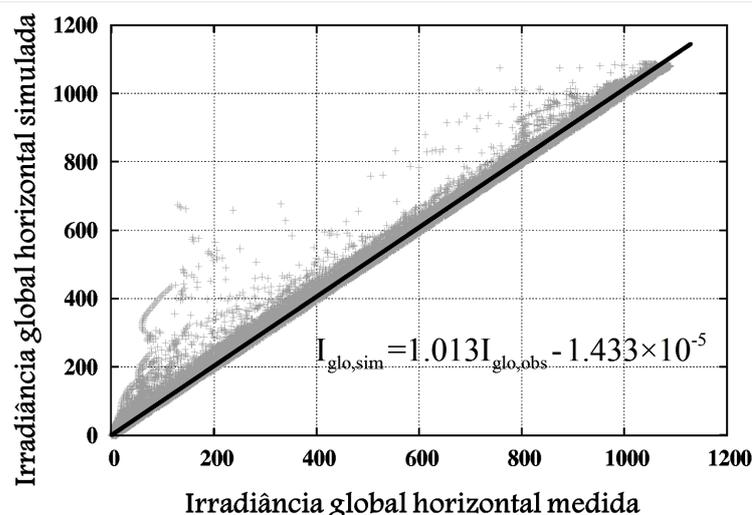
Para todos os modelos e todos os períodos sazonais, a inclinação da linha de regressão de melhor ajuste apresenta valores muito próximos a 1 ( $> 0,99$ ) e a interceptação com o eixo 'y' mostra valores próximos de 0 ( $\sim 10^{-6}$ ), indicando boa correspondência e sem a presença de defasagem entre os valores de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de Pearson ( $r$ ), o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) mostram valores muito próximos de 1 ( $> 0,99$ ), indicando um alto nível de linearidade entre os valores medidos e simulados da irradiância global. O erro médio absoluto (MAE) mostra valores pequenos (máximo  $\pm 5$ ), em comparação com a metade



**Figura 4.17:** Comparação entre os dados observados e simulados da irradiância difusa ( $Wm^{-2}$ ) para um dia de céu claro e comportamento não uniforme, usando os parâmetros otimizados do modelo parametrizado de irradiância difusa IQC para o dia 07 de Outubro de 2011. A irradiância difusa inicial simulada foi obtida com os valores iniciais dos parâmetros mostrados na equação 4.1 e a irradiância difusa final simulada foi obtida com os parâmetros otimizados mostrados na Tabela 4.2. Também são mostrados os erros iniciais e finais.

do desvio padrão dos dados medidos, indicando um bom ajuste.

O mesmo acontece com o erro médio quadrático (RMSE) que mostra valores máximos próximos a 18. O viés percentual (PBIAS) e a razão de desvio padrão RMSE-de observações (RSR), também mostram valores pequenos próximos de 0 (máximo de  $\pm 2,6$  para PBIAS e  $\sim 10^{-4}$  para RSR, indicando simulações precisas do modelo. O melhor desempenho relativo, tendo em conta todos os indicadores estatísticos foram obtidos com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC, o que é observado no diagrama de dispersão mostrado na Figura 4.18.



1

**Figura 4.18:** Diagrama de dispersão entre os valores de irradiância global observados ( $y_{obs}$ ) e simulados ( $y_{sim}$ ) ( $W m^{-2}$ ) minuto a minuto, utilizando o modelo de irradiância solar IQC. A linha preta é a linha de regressão de melhor ajuste entre os dados de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,999 e a raiz quadrada média do erro é igual a 12,949. Os outros indicadores estatísticos são mostrados na tabela (4.3).

ESTATÍSTICOS	SLOPE	Y-INTER	r	R <sup>2</sup>	NSE	MAE	MSE	RMSE	PBIAS	RSR
Nov 2010 - Feb 2011										
Modelo										
IQA	1,004	-7,186E-06	0,998	0,999	0,997	-3,348	163,400	12,783	-1,328	4,735E-04
IQB	1,005	-1,004E-05	0,999	0,999	0,997	-4,113	176,890	13,300	-1,684	4,921E-04
IQC	1,007	-1,774E-05	0,998	0,999	0,995	-5,481	139,405	11,807	-2,555	6,361E-04
Mar 2011 - May 2011										
Modelo										
IQA	1,012	-1,534E-05	0,998	0,999	0,996	-4,502	147,980	12,165	-2,564	8,493E-04
IQB	1,014	-1,720E-05	0,999	0,999	0,996	-4,940	195,608	13,986	-2,919	8,554E-04
IQC	1,012	-2,093E-05	0,998	0,999	0,996	-5,036	128,346	11,329	-3,000	9,544E-04
Jun 2011 - Aug 2011										
Modelo										
IQA	1,013	-1,539E-05	0,998	0,999	0,996	-5,003	167,987	12,961	-2,636	5,304E-04
IQB	1,013	-1,571E-05	0,998	0,999	0,996	-5,012	191,047	13,822	-2,645	5,214E-04
IQC	1,011	-1,608E-05	0,998	0,999	0,996	-4,847	138,344	11,762	-2,545	5,258E-04
Sep 2011 - Nov 2011										
Modelo										
IQA	1,022	-1,573E-05	0,998	0,999	0,995	-9,969	243,609	15,608	-4,010	7,119E-04
IQB	1,024	-1,493E-05	0,998	0,999	0,995	-10,152	273,472	16,537	-4,078	7,062E-04
IQC	1,020	-1,783E-05	0,998	0,999	0,995	-9,737	206,497	14,370	-4,001	7,225E-04
Dec 2011 - Feb 2012										
Modelo										
IQA	1,008	-6,989E-06	0,998	0,999	0,997	-4,246	147,816	12,158	-1,616	5,945E-04
IQB	1,009	-9,337E-06	0,998	0,999	0,996	-5,087	156,350	12,504	-2,006	6,128E-04
IQC	1,006	-8,829E-06	0,998	0,999	0,996	-4,183	153,190	12,377	-1,599	6,142E-04
Mar 2012 - May 2012										
Modelo										
IQA	1,029	1,340E-05	0,998	0,997	0,994	-5,880	143,376	11,974	-4,070	9,734E-04
IQB	1,032	-2,059E-05	0,997	0,996	0,993	-6,846	161,696	12,716	-4,895	1,034E-04
IQC	1,024	-1,446E-05	0,998	0,998	0,994	-5,440	122,921	11,087	-3,608	9,345E-04
<b>Total</b>										
Nov 2010 - May 2012										
Modelo										
IQA	1,016	-1,238E-05	0,998	0,999	0,996	-6,239	151,019	12,289	-2,911	2,802E-04
IQB	1,017	-1,266E-05	0,998	0,999	0,996	-6,511	155,002	12,450	-3,064	2,810E-04
IQC	1,013	-1,433E-05	0,998	0,999	0,995	-6,159	147,549	12,147	-2,854	2,814E-04

**Tabela 4.3:** Parâmetros estatísticos utilizados para avaliar o desempenho do processo de otimização para os diferentes modelos parametrizados de irradiância global, Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e para cada período sazonal são apresentados na tabela (4.1), os quais foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.36, Sendo SLOPE e Y-INTER os parâmetros da melhor linha de ajuste de regressão entre os dados medidos e simulados, r o coeficiente de correlação de Pearson, R<sup>2</sup> o coeficiente de determinação, NSE a eficiência de Nash-Sutcliffe, MAE o erro médio absoluto, MSE o erro médio quadrático, RMSE a raiz quadrada do erro médio, PBIAS o porcentagem de viés e RSR a razão do desvio padrão.

#### 4.4.2 Modelos de irradiância global, direta e difusa

Para a validação dos modelos de irradiância global, direta e difusa conjunta foram selecionados 19 dias de céu claro, a partir do dia 1 de Outubro de 2011 até o 15 de Maio de 2012, com um total de cerca de 13 600 medições e foi realizada uma divisão sazonal do total dos dias selecionados, obtendo um total de três períodos sazonais: Setembro de 2011 - Novembro de 2011 (5 dias), Dezembro de 2011 - Fevereiro de 2012 (8 dias) e Março de 2012 - Maio de 2012 (6 dias). Também foi realizada uma otimização para o subconjunto total de dias de céu claro, levando em conta todo o período de medições de Setembro 2011 até Maio de 2012 (19 dias). Os resultados dos diferentes indicadores estatísticos para avaliar o desempenho dos modelos de irradiância solar global, direta e difusa são apresentados na Tabelas 4.4, e 4.6, respectivamente.

Para todos os modelos de irradiância global e direta (IQA,IQB e IQC) e todos os períodos sazo-

ESTATÍSTICOS	SLOPE	Y-INTER	r	$R^2$	NSE	MAE	MSE	RMSE	PBIAS	RSR
Sep 2011 - Nov 2011										
Modelo										
IQA	1,010	-1,978E-05	0,998	0,999	0,996	-6,987	123,232	11,101	-3,123	8,038E-04
IQB	1,009	-1,887E-05	0,998	0,999	0,997	-7,449	122,014	11,046	-3,043	7,469E-04
IQC	1,010	-1,857E-05	0,998	0,999	0,996	-6,662	121,992	11,045	-2,986	8,155E-04
Dec 2011 - Feb 2012										
Modelo										
IQA	1,007	-1,005E-05	0,998	0,999	0,996	-4,468	152,176	12,336	-1,846	6,318E-04
IQB	1,007	-1,156E-05	0,998	0,999	0,996	-5,274	160,098	12,653	-2,129	6,294E-04
IQC	1,005	-5,498E-06	0,999	0,999	0,999	-1,622	150,724	12,277	-0,570	2,911E-04
Mar 2012 - May 2012										
Modelo										
IQA	1,029	-1,503E-05	0,998	0,997	0,994	-6,095	145,371	12,057	-4,233	9,888E-04
IQB	1,031	-2,111E-05	0,997	0,996	0,993	-6,854	160,757	12,679	-4,888	1,032E-03
IQC	1,005	-9,147E-06	0,998	0,999	0,996	-3,996	154,057	12,412	-1,599	6,376E-04
<b>Total</b>										
Nov 2010 - May 2012										
Modelo										
IQA	<b>1,012</b>	<b>-1,511E-05</b>	<b>0,998</b>	<b>0,999</b>	<b>0,995</b>	<b>-5,728</b>	<b>149,377</b>	<b>12,222</b>	<b>-2,803</b>	<b>4,515E-04</b>
IQB	<b>1,013</b>	<b>-1,991E-05</b>	<b>0,998</b>	<b>0,999</b>	<b>0,995</b>	<b>-6,967</b>	<b>175,192</b>	<b>13,236</b>	<b>-3,389</b>	<b>4,689E-04</b>
IQC	<b>1,011</b>	<b>-1,363E-05</b>	<b>0,998</b>	<b>0,999</b>	<b>0,995</b>	<b>-5,316</b>	<b>143,233</b>	<b>11,968</b>	<b>-2,580</b>	<b>4,568E-04</b>

**Tabela 4.4:** Parâmetros estatísticos utilizados para avaliar o desempenho do processo de otimização dos diferentes modelos parametrizados de irradiância global. Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e períodos sazonais são apresentados na Tabela (4.2), que foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.41. Os indicadores estatísticos são descritas na Tabela anterior (4.3).

ESTATÍSTICOS	SLOPE	Y-INTER	r	$R^2$	NSE	MAE	MSE	RMSE	PBIAS	RSR
Sep 2011 - Nov 2011										
Modelo										
IQA	1,019	-8,544E-05	0,994	0,998	0,986	-9,807	204,947	14,316	-8,219	1,649E-03
IQB	1,024	-8,035E-05	0,994	0,997	0,986	-10,117	229,643	15,154	-8,371	1,626E-03
IQC	1,016	-8,028E-05	0,994	0,998	0,986	-8,964	180,606	13,439	-7,519	1,597E-03
Dec 2011 - Feb 2012										
Modelo										
IQA	1,013	-4,717E-05	0,994	0,999	0,987	-7,539	256,544	16,017	-5,309	1,233E-03
IQB	1,012	-3,589E-05	0,995	0,999	0,989	-7,354	311,910	17,661	-4,527	1,102E-03
IQC	1,015	-4,564E-05	0,994	0,998	0,987	-7,261	253,988	15,937	-5,346	1,273E-03
Mar 2012 - May 2012										
Modelo										
IQA	1,046	-3,594E-05	0,996	0,992	0,987	-9,105	198,471	14,088	-7,391	1,409E-03
IQB	1,048	-3,784E-05	0,995	0,992	0,987	-9,541	238,980	15,459	-7,646	1,415E-03
IQC	1,041	-3,501E-03	0,996	0,993	0,988	-8,407	195,608	13,986	-6,849	1,348E-03
<b>Total</b>										
Nov 2010 - May 2012										
Modelo										
A	<b>1,028</b>	<b>-5,606E-05</b>	<b>0,995</b>	<b>0,996</b>	<b>0,986</b>	<b>-9,289</b>	<b>239,197</b>	<b>15,466</b>	<b>-7,216</b>	<b>8,455E-04</b>
B	<b>1,029</b>	<b>-5,776E-05</b>	<b>0,994</b>	<b>0,996</b>	<b>0,985</b>	<b>-9,952</b>	<b>256,544</b>	<b>16,017</b>	<b>-7,491</b>	<b>8,456E-04</b>
C	<b>1,026</b>	<b>-5,335E-04</b>	<b>0,994</b>	<b>0,996</b>	<b>0,986</b>	<b>-8,777</b>	<b>216,825</b>	<b>14,725</b>	<b>-6,8405</b>	<b>8,245E-04</b>

**Tabela 4.5:** Parâmetros estatísticos utilizados para avaliar o desempenho do processo de otimização dos diferentes modelos parametrizados de irradiância direta. Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e períodos sazonais foram apresentados na Tabela (4.2), os quais foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.41. Os indicadores estatísticos são descritos na Tabela anterior (4.3).

nais, a inclinação da linha de regressão de melhor ajuste apresenta valores próximos a 1 ( $\sim 1,011$  para a irradiância global e  $\sim 1,026$  para a irradiância direta) e a interceptação com o eixo 'y' fica próximo de 0 ( $\sim 10^{-5}$ ), indicando boa correspondência e sem a presença de defasagem entre os valores de irradiância global medidos e simulados. O coeficiente de Pearson (r), o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) mostram valores muito próximos a 1 ( $> 0,95$ ),

ESTATÍSTICOS	SLOPE	Y-INTER	r	$R^2$	NSE	MAE	MSE	RMSE	PBIAS	RSR
Sep 2011 - Nov 2011										
Modelo										
IQA	1,272	-8,878E-05	0,954	0,831	0,698	-8,889	272,910	16,52	-28,328	6,605E-03
IQB	1,265	-1,862E-04	0,956	0,838	0,709	-8,993	326,886	18,08	-28,829	6,491E-03
IQC	1,267	-1,046E-04	0,956	0,837	0,707	-9,014	269,288	16,41	-28,103	6,553E-03
Dec 2011 - Feb 2012										
Modelo										
IQA	1,198	-1,716E-04	0,973	0,895	0,847	-5,219	210,830	14,520	-21,454	3,846E-03
IQB	1,155	-4,095E-04	0,977	0,935	0,880	-4,788	227,406	15,080	-19,592	3,329E-03
IQC	1,182	-2,538E-04	0,975	0,912	0,859	-5,105	197,374	14,049	-20,687	3,683E-03
Mar 2012 - May 2012										
Modelo										
IQA	1,141	-2,620E-04	0,967	0,941	0,875	-3,425	151,979	12,328	-16,427	4,023E-03
IQB	1,109	-5,119E-04	0,973	0,965	0,904	-3,238	172,318	13,127	-15,445	3,509E-03
IQC	1,138	-3,338E-04	0,971	0,944	0,884	-3,530	145,106	12,046	-16,804	3,910E-03
<b>1 Total</b>										
Nov 2010 - May 2012										
Modelo										
IQA	<b>1,210</b>	<b>-2,174E-04</b>	<b>0,968</b>	<b>0,899</b>	<b>0,820</b>	<b>-5,866</b>	<b>162,119</b>	<b>12,732</b>	<b>-24,520</b>	<b>2,906E-03</b>
IQB	<b>1,224</b>	<b>-3,768E-04</b>	<b>0,965</b>	<b>0,888</b>	<b>0,812</b>	<b>-5,776</b>	<b>144,920</b>	<b>12,038</b>	<b>-23,813</b>	<b>2,733E-03</b>
IQC	<b>1,215</b>	<b>-3,450E-03</b>	<b>0,964</b>	<b>0,872</b>	<b>0,795</b>	<b>-6,155</b>	<b>165,082</b>	<b>12,848</b>	<b>-24,995</b>	<b>2,917E-03</b>

**Tabela 4.6:** *Parâmetros estatísticos para avaliar o desempenho do processo de otimização dos diferentes modelos parametrizados de irradiância difusa. Os valores utilizados para cada um dos parâmetros e períodos sazonais foram apresentados na Tabela (4.2), os quais foram obtidos minimizando a função custo da equação 3.41. Os indicadores estatísticos são descritas na Tabela anterior 4.3).*

indicando um alto nível de linearidade entre os valores medidos e simulados da irradiância global. O erro médio absoluto (MAE) mostra valores pequenos (máximos de  $\pm 6,9$  para a irradiância global e  $\pm 9,95$  para a irradiância direta) em comparação com a metade do desvio padrão dos dados medidos, indicando um bom ajuste.

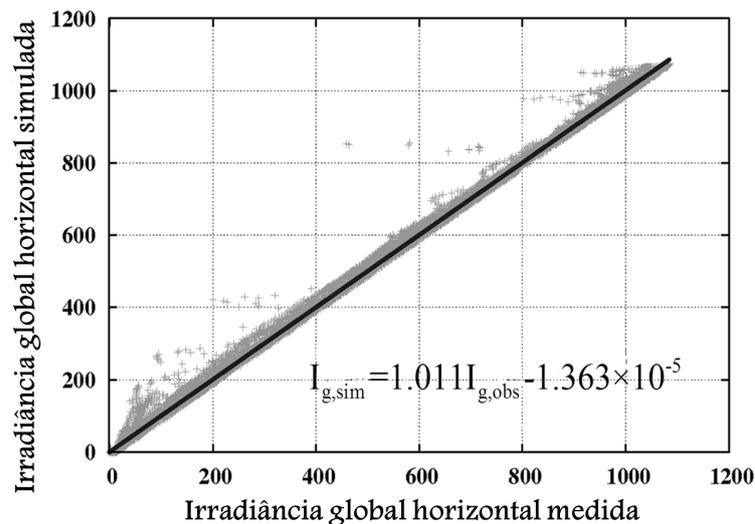
O mesmo é verdade para o erro médio quadrático (RMSE) com valores máximos próximos a 13 para a irradiância global e a 17 para a irradiância direta. O viés percentual (PBIAS) e a razão de desvio padrão RMSE-de observações (RSR), também mostram valores pequenos (máximo de  $\pm 3,38$  para a irradiância global e  $\pm 7,49$  para a irradiância direta para o PBIAS e  $\sim 10^{-4}$  para o RSR), indicando simulações precisas do modelo. O melhor desempenho relativo, tendo em conta todos os indicadores estatísticos foi obtido pelo modelo parametrizado de irradiância solar global IQC, o que pode ser observado no diagrama de dispersão mostrado na figura (4.19).

Por outro lado, para todos os modelos de irradiância difusa (IQA, IQB e IQC), a inclinação da linha de regressão de melhor ajuste mostra valores entre 1,210 para o modelo IQA, 1,224 para o modelo IQB e 1,215 para o modelo IQC. A intercepção com o eixo 'y' fica muito próximo de 0 ( $\sim 10^{-4}$ ), indicando correspondência moderada e sem a presença de defasagem entre os valores de irradiância difusa medidos e simulados. Para os modelos de irradiância difusa, o coeficiente de Pearson (r) eo coeficiente de determinação ( $R^2$ ) mostram valores mais baixos do que os que foram obtidos para os modelos de irradiância global com valores próximos de 0,968 para (r) e próximos de 0,987 para ( $R^2$ ).

O mesmo é válido para a eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE), com valores próximos de 0,80, indicando um nível intermedio de linearidade entre os valores medidos e simulados da irradiância

difusa. O erro médio absoluto (MAE) mostra valores pequenos (máximo  $-6$ ), em comparação com a metade do desvio padrão dos dados medidos, indicando um bom ajuste. O mesmo é verdade para o erro médio quadrático (RMSE) com valores máximos próximos a 12. O viés percentual (PBIAS) mostra valores máximos próximos de  $-24$  indicando uma sobreestimação considerável dos valores simulados em relação aos valores observados. A razão de desvio padrão RMSE-de observações (RSR) mostra valores próximos de  $0 \sim 10^{-3}$ , indicando simulações razoavelmente precisas do modelo.

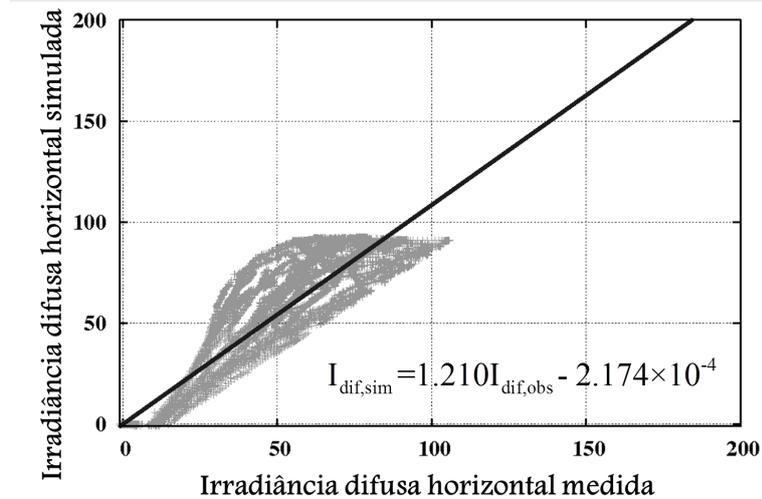
O melhor desempenho relativo, levando em conta todos os indicadores estatísticos foram obtidos pelos modelos de irradiância solar difusa IQA e IQC. A figura (4.20) mostra o diagrama de dispersão para o modelo A. Em geral, os dados simulados por meio de modelos de irradiância difusa para condições de céu claro não coincidem bem com os dados observados em muitos dias do ano, principalmente devido ao fato de que a irradiância difusa mostra um comportamento variável e não uniforme em muitos dias do ano, mesmo em condições de céu claro. Fato que é, provavelmente, causado por efeitos de instabilidade atmosférica, nuvens convectivas e reflexões múltiplas geradas pelo posicionamento do radiômetro e pelos objectos próximos a ele (telhado, folhagem, etc) (Oke 2002)(57).



**Figura 4.19:** Diagrama de dispersão entre os valores de irradiância global observada ( $y_{obs}$ ) e simulada ( $y_{sim}$ ) ( $W m^{-2}$ ) minuto a minuto, utilizando o modelo de irradiância solar IQC. A linha preta é a linha de regressão de melhor ajuste entre os dados de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,999 e a raiz quadrada média do erro é igual a 14,081. Os outros indicadores estatísticos são mostrados na tabela (4.3).

## 4.5 Recuperação dos parâmetros de turbidez atmosférica e do albedo da superfície

Nesta secção são apresentados os resultados do processo de recuperação do conjunto de parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície, aplicando a metodologia de otimização de Força Bruta para cada dia de céu claro seleccionado do total de medições. Para a aplicação desta metodologia foi escolhido o modelo parametrizados de irradiância solar IQC, devido ao seu melhor desempenho no processo de validação (ver tabela 4.3). A metodologia permite a obtenção de



**Figura 4.20:** Diagrama de dispersão entre os valores de irradiância global observada ( $y_{obs}$ ) e simulada ( $y_{sim}$ ) ( $W m^{-2}$ ) minuto a minuto, utilizando o modelo de irradiância solar IQC. A linha preta é a linha de regressão de melhor ajuste entre os dados de irradiância medidos e simulados. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,941 e a raiz quadrada média do erro é igual a 10,593 e a eficiência de Nash-Sutcliffe é igual a 0,884. Os outros indicadores estatísticas são mostrados na tabela (4.3).

valores eficazes diários e horários para cada um dos seguintes parâmetros: o coeficiente de turbidez de Ångström ( $\alpha, \beta$ ), o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) e o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ), os resultados obtidos foram agrupados em três períodos sazonais: Setembro de 2011 - Novembro de 2011, Dezembro de 2011 - Fevereiro de 2012, Março de 2012 - Maio 2012. Com estes resultados foi realizada uma análise estatística para cada conjunto de parâmetros.

Na Tabela 4.7 são mostradas a média, a mediana e o desvio padrão, obtidos com os valores diários dos parâmetros e utilizando o modelo de irradiância solar IQC. Além disso na Tabela 4.8 são mostradas a média, a mediana e o desvio padrão, obtidos com os valores horários dos parâmetros para dezoito dias de céu claro analisados, também com o modelo de irradiância solar IQC.

Parâmetro	$\alpha$	$\beta$	$\omega_o$	$F_c$	$\rho_g$
	Med-Medn-Dpa	Med-Medn-Dpa	Med-Medn-Dpa	Med-Medn-Dpa	Med-Medn-Dpa
Set 2011-Nov 2011					
Model IQC	1,264-1,267±0,019	0,067-0,068±0,027	0,706-0,649±0,117	0,725-0,812±0,193	0,139-0,120±0,047
Dec 2011-Feb 2012					
Model IQC	1,302-1,294±0,039	0,040-0,035±0,017	0,622-0,601±0,117	0,589-0,601±0,241	0,105-0,106±0,023
Mar 2012-Mai 2012					
Model IQC	1,294-1,296±0,035	0,045-0,043±0,017	0,614-0,611±0,062	0,642-0,657±0,089	0,095-0,086±0,018

**Tabela 4.7:** A média (Med), mediana (Medn) e o desvio padrão (Dpa) do coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) e o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) para diferentes períodos sazonais usando o modelo solar parametrizado IQC e a função custo mostrada na equação 3.41.

As Figuras 4.21 e 4.22 mostram as medianas (marca central) e os valores de percentis 25 e 75 (bordas da caixa) para o expoente de comprimento de onda  $\alpha$  para o processo de recuperação de cada dia e hora, respectivamente. Em seguida, eles foram agrupados em períodos diários e sazonais.

Parâmetro	$\alpha$	$\beta$	$\omega_o$	$F_c$	$\rho_g$
Dia	Med-Men-Dpa	Med-Men-Dpa	Med-Men-Dpa	Med-Men-Dpa	Med-Men-Dpa
Outubro 7	1,303-1,299±0,012	0,065-0,059±0,023	0,823-0,824±0,205	0,839-0,856±0,079	0,123-0,125±0,013
Outubro 24	1,289-1,295±0,023	0,091-0,090±0,023	0,682-0,649±0,172	0,783-0,815±0,088	0,115-0,122±0,025
Outubro 29	1,301-1,313±0,039	0,083-0,075±0,036	0,643-0,660±0,095	0,755-0,789±0,111	0,098-0,095±0,020
Novembro 9	1,254-1,292±0,181	0,044-0,031±0,039	0,634-0,645±0,321	0,615-0,666±0,280	0,099-0,096±0,019
Novembro 21	1,288-1,293±0,079	0,054-0,052±0,015	0,631-0,620±0,088	0,720-0,802±0,195	0,116-0,117±0,016
Dezembro 13	1,262-1,306±0,105	0,081-0,081±0,024	0,727-0,719±0,253	0,718-0,760±0,158	0,101-0,100±0,024
Dezembro 23	1,285-1,305±0,082	0,033-0,032±0,013	0,516-0,443±0,354	0,457-0,441±0,258	0,099-0,099±0,022
Janeiro 25	1,312-1,316±0,045	0,038-0,034±0,015	0,668-0,729±0,305	0,670-0,793±0,282	0,106-0,100±0,032
Fevereiro 2	1,241-1,332±0,196	0,024-0,021±0,013	0,484-0,463±0,292	0,232-0,215±0,047	0,090-0,080±0,020
Fevereiro 4	1,336-1,325±0,040	0,055-0,052±0,027	0,583-0,648±0,264	0,568-0,615±0,318	0,098-0,094±0,021
Fevereiro 6	1,268-1,285±0,058	0,036-0,032±0,020	0,628-0,726±0,231	0,673-0,711±0,150	0,093-0,089±0,016
Fevereiro 18	1,298-1,276±0,072	0,050-0,039±0,032	0,574-0,549±0,360	0,561-0,605±0,322	0,099-0,098±0,022
Fevereiro 29	1,321-1,308±0,049	0,065-0,060±0,016	0,550-0,574±0,236	0,606-0,680±0,309	0,103-0,102±0,019
Março 2	1,302-1,286±0,051	0,072-0,046±0,061	0,655-0,590±0,233	0,811-0,833±0,053	0,095-0,090±0,019
Março 6	1,303-1,313±0,076	0,048-0,046±0,016	0,535-0,475±0,246	0,615-0,708±0,296	0,121-0,112±0,040
Março 9	1,273-1,262±0,024	0,046-0,043±0,015	0,617-0,536±0,264	0,711-0,829±0,242	0,104-0,110±0,018
Abril 2	1,528-1,360±0,402	0,042-0,041±0,022	0,736-0,714±0,229	0,603-0,604±0,278	0,101-0,100±0,025
Abril 25	1,286-1,275±0,048	0,047-0,047±0,015	0,722-0,639±0,186	0,730-0,803±0,182	0,107-0,107±0,025

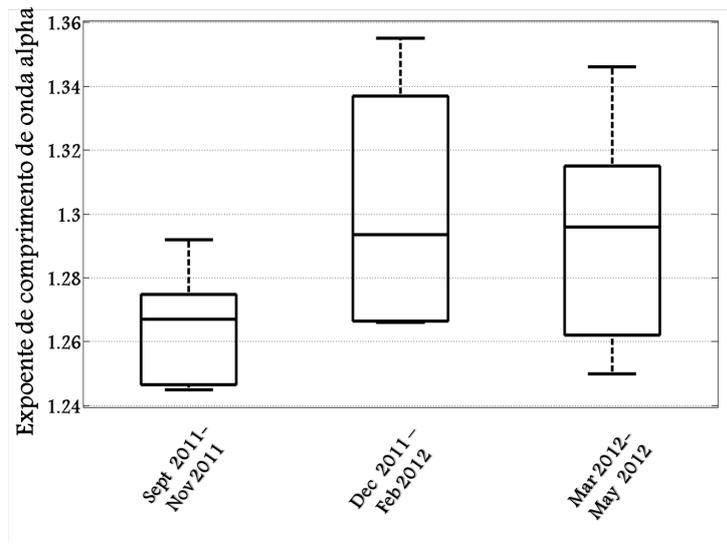
**Tabela 4.8:** A média (Med), mediana (Medn) eo desvio padrão (Dpa) do coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), o expoente de comprimento de onda de Ångström ( $\alpha$ ) o albedo de espalhamento simples ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) eo albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ) para dezoito dias de céu claro selecionados entre Outubro 2011 e Abril 2012, utilizando o modelo de irradiância solar parametrizado IQC e a função custo mostrada na equação 3.41.

Também é mostrada a distribuição da frequência relativa para o expoente de comprimento de onda ( $\alpha$ ) na Fig. 4.23.

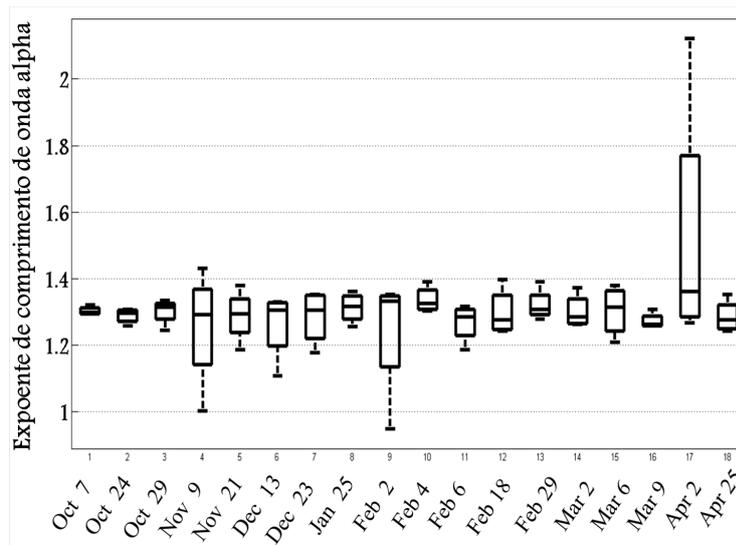
O padrão de distribuição de frequência do expoente de comprimento de onda parece seguir uma distribuição gaussiana. Este coeficiente está relacionado com a distribuição do tamanho de partículas de aerossol, valores grandes indicam uma proporção relativamente elevada de partículas pequenas em relação com partículas grandes e vice-versa (Iqbal 1983)(12). Portanto, os resultados mostrados na coluna 2 tabelas (4.7) e (4.8) sugerem uma maior prevalência de pequenas partículas na atmosfera durante os meses do verão (Dezembro de 2011 - Fevereiro 2012) do que nos outros períodos sazonais, o que sugere um processo de remoção mais eficiente de grandes partículas, durante este período, provavelmente causadas pelas chuvas.

No momento, não há medidas diretas dos parâmetros de turbidez atmosférica na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (MARJ). Portanto, os resultados foram comparados com os valores de Ångström de comprimento de onda expoente  $\alpha$ , obtidos por um estudo recente (2002) de transporte de partículas de aerossóis a partir das emissões de queima de biomassa na América do Sul (Sampaio Recuero et.al 2003 (2)). Estes valores são válidos dentro do seguinte intervalo de comprimentos de onda igual: 0,47 – 0,66  $\mu m$ .

Esta pesquisa fez uso de simulações numéricas realizadas com um sistema de dois modelos acoplados: The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) e The Biomass Burning Emission Model (BBEM). Além disso os produtos de aerossol operacionais do MODIS/TERRA são usados em uma análise estatística desenvolvida para avaliar o desempenho do modelo sistêmico e para estudar a evolução das partículas de aerossóis de fumaça ao longo do transporte.



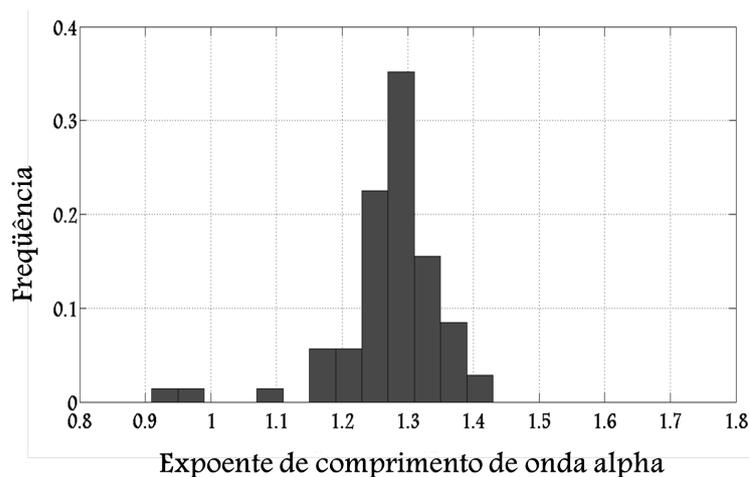
**Figura 4.21:** Parâmetros estatísticos do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para três períodos sazonais utilizando os valores recuperados diários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e minimizando a função custo conjunta da equação (3.41). Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos.



**Figura 4.22:** Parâmetros estatísticos do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para 18 dias de céu claro, utilizando os valores recuperados horários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e minimizando a função custo conjunta da equação (3.41). Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos.

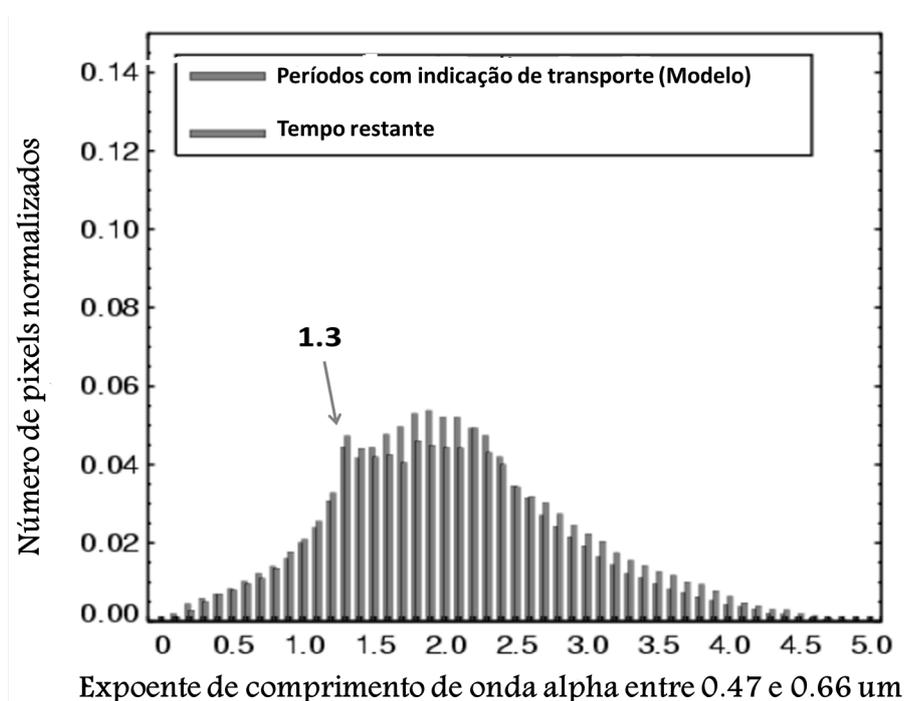
De acordo com esse estudo, o valor médio do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para a região sul-leste do Brasil, no dia que as simulações numéricas preveem a passagem de plumas de fumaça na região é igual a  $2,1 \pm 0,8$  e no resto dos dias, o valor é de  $2,0 \pm 0,8$ . O estudo enfatiza que no Rio de Janeiro, os valores previstos pelo modelo são sempre menores do que em São Paulo, o que indica que nuvens de fumaça quando atingem esta região não têm concentrações elevadas, porque eles já foram dissipadas em direção ao Oceano Atlântico.

Na Fig. 4.24 pode ser observada a distribuição de frequência dos valores do expoente de com-



**Figura 4.23:** Distribuição de frequência relativa do expoente de comprimento de onda ( $\alpha$ ), utilizando os valores horários recuperados com o modelo de IQC.

primento de onda de Ångström ( $\alpha$ ), no período de 1 de Agosto até o 7 de Outubro de 2002, na região Sudeste do Brasil, obtida pelo sensor MODIS/TERRA. Também é possível observar um aumento na frequência para valores próximos de 1,3. Como pode ser observado os resultados do presente trabalho são consistentes com os resultados obtidos no estudo do transporte de partículas de aerossol mencionado acima.



**Figura 4.24:** Distribuição de frequência dos valores do expoente de comprimento de onda de Ångström  $\alpha$  para o intervalo de comprimento de onda entre  $0,47 - 0,66\mu\text{m}$  no período entre 1 de Agosto até 7 de Outubro de 2002, na região sul-leste do Brasil, obtida pelo sensor MODIS/TERRA. Adaptado de 'Estudo do Transporte das Partículas de Aerossol de Queimada via Sensoriamento Remoto' (2).

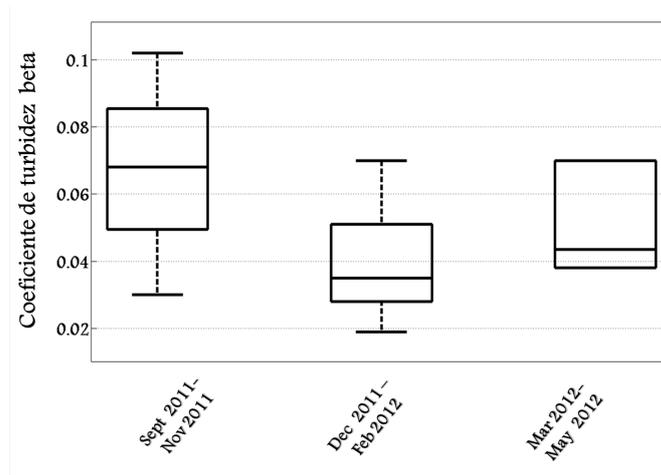
A Figura 4.25 e a Fig. 4.26 mostram as medianas (marca central) e os valores de percentis 25 e 75 (bordas da caixa) para o coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  com o processo de recuperação

diário e horário, respectivamente. Em seguida, eles foram agrupados em períodos diários e sazonais. Também é mostrada a distribuição da frequência relativa para o coeficiente de turbidez ( $\beta$ ) na Figura 4.27.

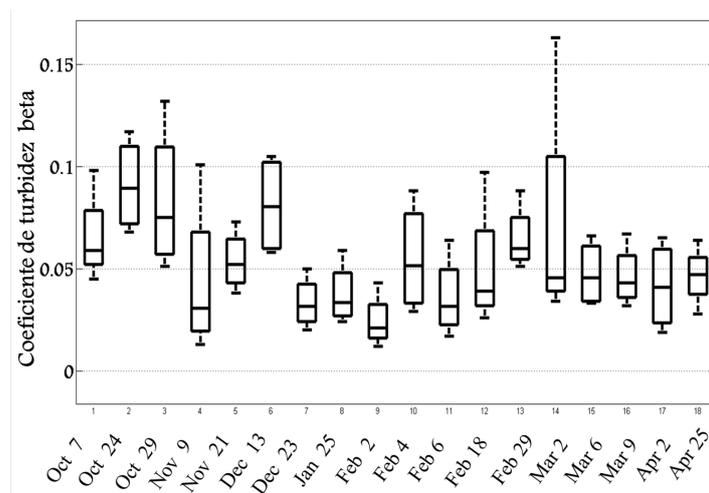
O coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  é um índice que representa a quantidade de aerossóis presentes na atmosfera na direção vertical. Os resultados apresentados acima sugerem uma diminuição na quantidade de partículas de aerossol durante o verão (Dezembro 2011 - Fevereiro 2012) em relação com outros períodos sazonais. Este comportamento concorda com o aumento das chuvas durante o verão na Região Metropolitana do Rio de Janeiro, segundo os dados climatológicos de precipitação fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) de Brasil.

No histograma da Fig. 4.28, pode-se observar que no verão (Dezembro 2011 - Fevereiro 2012) a precipitação tem um valor igual a 388,4 mm, para o outono (Março, 2012 - Maio, 2012) é igual a 326,3 mm, para o inverno (Junho 2012 - Setembro de 2012) é igual a 187,3 mm e, finalmente, para a primavera é igual a 270,6 mm. Portanto, a diminuição do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  durante a temporada de verão, obtida com a presente metodologia, pode ser parcialmente explicado pelo aumento de precipitação durante o mesmo período sazonal.

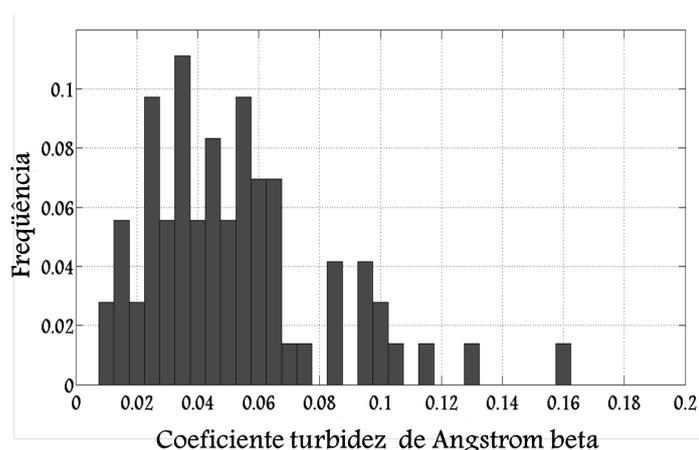
Um aumento da precipitação resulta numa diminuição na quantidade de aerossóis devido a processos de deposição húmidos (scavenging processes) Croft et.al 2009 (64), que são altamente eficientes na remoção de aerossóis atmosféricos e, assim, influencia fortemente as concentrações globais dos aerossóis e das nuvens, e seu respectivo forçamento radiativo. Uma análise estatística mostra, que menos do 5% dos valores do coeficiente de turbidez de Ångström são maiores que 0,156 (quartil 95% = 0,156). Pode-se entender que no local de medição na cidade do Rio de Janeiro, as principais condições vigentes do céu em dias sem nuvens são limpos e claros.



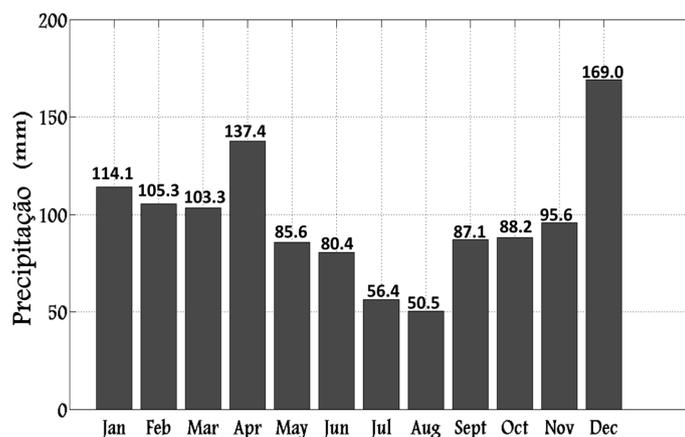
**Figura 4.25:** Parâmetros estatísticos do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  para diferentes períodos sazonais utilizando os valores recuperados diários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e a função custo 3.41. Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos.



**Figura 4.26:** Parâmetros estatísticos do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$  para dezoito dias de céu claro utilizando os valores recuperados diários com o modelo parametrizado de irradiância solar IQC e a função custo 3.41. Em cada caixa, a marca central é a mediana, as bordas da caixa são os percentis 25% e 75% e as linhas representam os pontos dos valores extremos.



**Figura 4.27:** Distribuição de frequência relativa do coeficiente de turbidez de Ångström ( $\beta$ ), utilizando os valores horários obtidos com o modelo IQC.



**Figura 4.28:** Histograma da precipitação climatológica (mm) na Região Metropolitana de Rio de Janeiro. A informação climatológica é baseada em médias mensais para um período de 30 anos (1981-2010). A precipitação aumenta nos meses de verão (Dezembro-Fevereiro). Os dados foram fornecidos pelo National Instituto de Meteorologia (INMET) do Brasil.

## Capítulo 5

# Aplicação dos modelos de irradiância solar ao terreno complexo da RMRJ

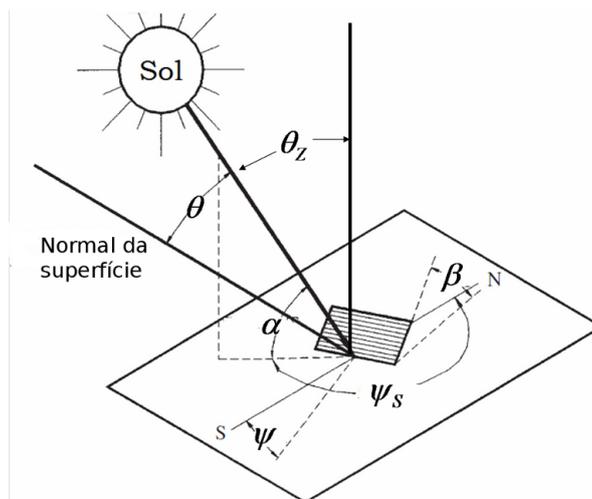
### 5.1 Irradiância solar global numa superfície inclinada

Em terrenos complexos, a variabilidade da topografia e as propriedades radiativas da superfície se combinam para gerar complicados padrões espaciais e temporais do balanços de irradiância na superfície terrestre. A irradiância solar incidente sobre uma superfície inclinada pode ser determinada pela conversão das irradiâncias solares medidas ou simuladas sobre uma superfície horizontal em irradiâncias incidentes sobre a superfície inclinada de interesse.

O raio normal de irradiância direta incidente medido ou modelado sobre uma superfície horizontal é convertido no raio de irradiância direta incidente sobre uma superfície inclinada mediante uma relação geométrica conhecida entre as duas superfícies. Isto não é o caso em relação à componente de irradiância difusa, uma vez que a irradiância difusa vem de todos os pontos do céu Evseev et.al 2009 (126). Na figura 5.1 é possível observar os diferentes parâmetros geométricos que permitem a obtenção das irradiâncias direta e difusa sobre uma superfície inclinada a partir das irradiâncias sobre uma superfície horizontal.

Existe um número relativamente grande de modelos que tentam correlacionar a irradiância difusa sobre uma superfície inclinada com a que é medida ou simulada sobre uma superfície horizontal. Kudish et.al 1991 (127) avaliaram a capacidade relativa de três modelos, um isotrópico (Liu et.al 1961 (48)) e dois modelos anisotrópicos (Hay 1979 (50) e Klucher et. al 1979 (128)) para prever a irradiância solar global sobre uma superfície inclinada em Beer Sheva, Israel. Eles concluíram que a capacidade relativa dos modelos para prever a irradiância solar global sobre uma superfície inclinada variou com a época do ano e as condições climáticas locais.

Além disso, Kambezidis et.al 1997 (93) compararam a capacidade relativa de vários modelos para prever a irradiância solar global em superfícies de diferentes inclinações e azimutes com aqueles medidos em Atenas, Grécia. Olmo et.al 1991 (129) desenvolveram um modelo para determinar a irradiância global em superfícies inclinadas, utilizando um banco de dados composto de apenas irradiância global solar horizontal, medidos em Granada, Espanha. Este modelo depende



**Figura 5.1:** Parâmetros geométricos entre a posição do Sol e a superfície inclinada.  $\theta$  é o ângulo de incidência,  $\theta_z$  é o ângulo zênital,  $\beta$  é a inclinação da superfície,  $\psi_s$  é o ângulo azimute solar,  $\psi$  é o ângulo azimute da superfície.

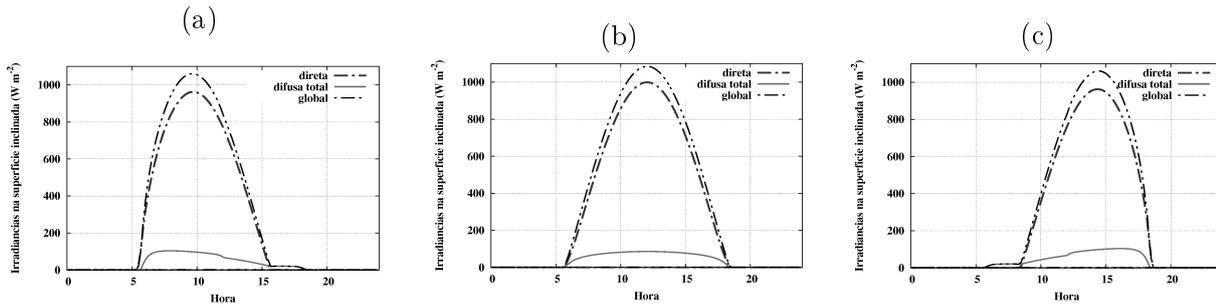
das condições atmosféricas locais, com base no índice de claridade  $k_t$ , e evita o particionamento da irradiância solar global em componentes direta e difusa.

Também, Nijmeh et.al 2000 (130) testaram dois modelos, um isotrópico (Liu et.al 1961 (48)) e outro anisotrópico, (Hay 1979 (50)), utilizando um banco de dados composto de irradiância solar horizontal global e difusa, para modelar a irradiância solar global sobre uma superfície virada para o sul, inclinada  $45^\circ$  em Amman, Jordânia. Eles compararam, a irradiância solar global prevista com a medida por um piranômetro sobre uma superfície inclinada a  $45^\circ$ . A conclusão foi que o desempenho dos modelos é função da época do ano ou seja da estação. Bilbao et.al 2003 (131) testaram o desempenho de cinco modelos para modelar a irradiância difusa horária solar em superfícies inclinadas utilizando dados de irradiância solar global e difusa horizontais medidas em seis estações meteorológicas espanholas.

Diez-Mediavilla et. al 2005 (132) estudaram o desempenho relativo de 10 diferentes modelos para prever a irradiância difusa sobre uma superfície virada para o sul, inclinada em  $42^\circ$  com base diária e horária para um site localizado a 35 km de Valladolid, Espanha. Eles usaram uma base de dados composta por medições de irradiância horizontal solar global e difusa e compararam com a irradiância difusa calculada com a medida por um segundo piranômetro com um anel de sombra sobre uma superfície virada para o sul e inclinada em  $42^\circ$ .

Na figura 5.2 são mostradas as irradiâncias solares incidentes numa superfície horizontal e em duas superfícies inclinadas, uma virada para leste ( $90^\circ$ ) e a outra virada para oeste ( $270^\circ$ ) no dia do verão 25 de Janeiro 2011 para a Região Metropolitana de Rio de Janeiro ( $22^\circ 51' 27''$  S,  $43^\circ 13' 58''$  W). Para todos os gráficos foram usados o modelo de irradiância difusa do céu de Willmott et.al 1981 (3), o modelo anisotrópico de irradiância difusa do solo e o modelo calibrado de irradiância solar IQC do Iqbal para superfícies horizontais.

Kamali et.al 2006 (133) testaram oito modelos para prever a irradiância solar global em duas



**Figura 5.2:** Gráficos da irradiância ( $Wm^{-2}$ ) obtidas para o dia de verão 25 de Janeiro 2011. a) Variação diurna da irradiância direta, irradiância difusa total e da irradiância global para uma superfície inclinada ( $\beta = 45^\circ$ ) voltada para o leste ( $\theta_s = 90^\circ$ ) utilizando o modelo anisotrópico de irradiância do céu de Willmott et.al 1981 (3) e o modelo anisotrópico de irradiância refletida pela superfície. b) Variação diurna da irradiância direta, irradiância difusa e irradiância global para uma superfície horizontal. c) Variação diurna da irradiância direta, irradiância difusa total e da irradiância global para uma superfície inclinada ( $\beta = 45^\circ$ ) voltada para o oeste ( $\theta_s = 270^\circ$ ) utilizando o modelo anisotrópico de irradiância do céu de Willmott (3) e o modelo anisotrópico de irradiância refletida pela superfície.

superfícies, uma virada  $45^\circ$  para o sul e a outra virada  $40^\circ$  para o oeste em Karaj, Iran. O conjunto de dados de entrada para os modelos consistiu apenas de irradiância global horizontal e a irradiância diária direta e difusa foi estimada usando o modelo de De Miguel et.al 2001 (134). Notton et.al 2006 (135) testaram a capacidade relativa de 15 modelos para prever a irradiância solar global em superfícies viradas para o sul e inclinadas a  $45^\circ$  e  $60^\circ$  no site do Mediterrâneo Francês de Ajaccio. Sua base de dados consistiu de irradiância global medida numa superfície horizontal, em superfícies inclinadas de  $45^\circ$  e  $60^\circ$  e de irradiância direta normal incidente. Eles tinham previamente testados sete modelos que correlacionam a irradiância solar global e difusa sobre uma superfície horizontal, cf., Notton et.al 2004 (136).

Mais recentemente, Notton et.al 2006 (137) uniram seus dois trabalhos anteriores e compararam com o modelo do Olmo et.al 1999 (129), transformando irradiância solar global horizontal diretamente em irradiância sobre superfícies inclinadas. Loutzenhiser et.al 2007 (138) testaram o desempenho de sete modelos para calcular a irradiância solar global incidente numa fachada virada para sul-oeste. Dois dos três componentes medidos de irradiância solar global, viz., horizontal global, direta de incidência normal e difusa horizontal, foram utilizados como insumos para o cálculo da irradiância global numa fachada sul-oeste. As intensidades de irradiância calculadas foram comparadas com as medidas por um piranômetro colocado no plano virado  $29^\circ$  para o sul-oeste).

O modelo mais simple de Liu et.al 1961 (48) assume que a irradiância solar difusa é isotrópica, enquanto os outros modelos, mais complexos introduzem diversos parâmetros que tomam em conta as características anisotrópicas inerentes da irradiância difusa. Estes modelos mais complexos introduzem parâmetros que tentam dar conta de alguns ou de todos os fatores anisotrópicos inerentes, tais como a irradiância circumsolar, condições do céu e brilho do horizonte. Além disso, estes modelos diferem no tipo de dados necessários para calcular a irradiância difusa sobre uma superfície inclinada.

Existem modelos que exigem apenas dados de irradiância solar global horizontal e utilizam mé-

todos empíricos para transformar a irradiância global horizontal em componentes de irradiância direta e difusa. A maioria dos modelos requerem dois dos três componentes medidos de irradiância solar global: global horizontal, direta de incidência normal e difusa horizontal. Conseqüentemente, os modelos podem ser classificados pelas irradiâncias de entrada necessários para o cálculo da irradiância difusa incidente sobre uma superfície inclinada são baseados e do tipo de dados medidos necessários para a aplicação do modelo.

## 5.2 Efeitos do terreno complexo sobre o balanço de irradiância

Modelos de elevação digital (MEDs) são modelos matemáticos da superfície terrestre que, neste momento, são os métodos mais utilizados para representar o relevo (Stocks et.al 1994 (35)). Estes modelos são amplamente utilizados na modelagem ambiental e desempenham um papel importante nos sistemas de informação geográfica (GIS). Os parâmetros do terreno, como a declividade e orientação da encosta são parâmetros importantes numa série de processos de superfície, tais como o escoamento da água, erosão, Moore et.al 1993 (36) e irradiância solar, Barry 1992 (37). Portanto, um esforço considerável tem sido dispendido no desenvolvimento de algoritmos rápidos e eficientes para calcular o gradiente da superfície de (MEDs), Skidmore 1989 (38) e a variação da irradiância solar com a topografia da superfície terrestre. (Duguay 1995, Varley et.al 1996, Kumar et.al 1997) (39; 40; 41).

O terreno montanhoso é caracterizado por alterações irregulares e rápidas da elevação da superfície em curtas distâncias. É um ambiente em que os limiares têm um papel importante, por exemplo, a influência da encosta em deslizamentos de terra ou avalanches, Dakhal et.al 2000 (42). Portanto, é importante derivar parâmetros do terreno para estas regiões usando algoritmos que mantenham valores extremos reais minimizando qualquer efeito de alisamento. Muitos métodos para calcular a inclinação dos MEDs são baseados num kernel  $3 \times 3$  ou janelas móveis, deslocadas ao longo da grade das células, Skidmore 1989 (38). Esta abordagem tem a vantagem de minimizar o efeito de erros de dados em geral, já que leva em consideração os 8 pontos em torno de um ponto dado, (43). Estes métodos também tendem a subestimar o declive em terrenos acidentados e em redes de baixa resolução (Chang et.al 1991 (45) e Gao 1997 (46)).

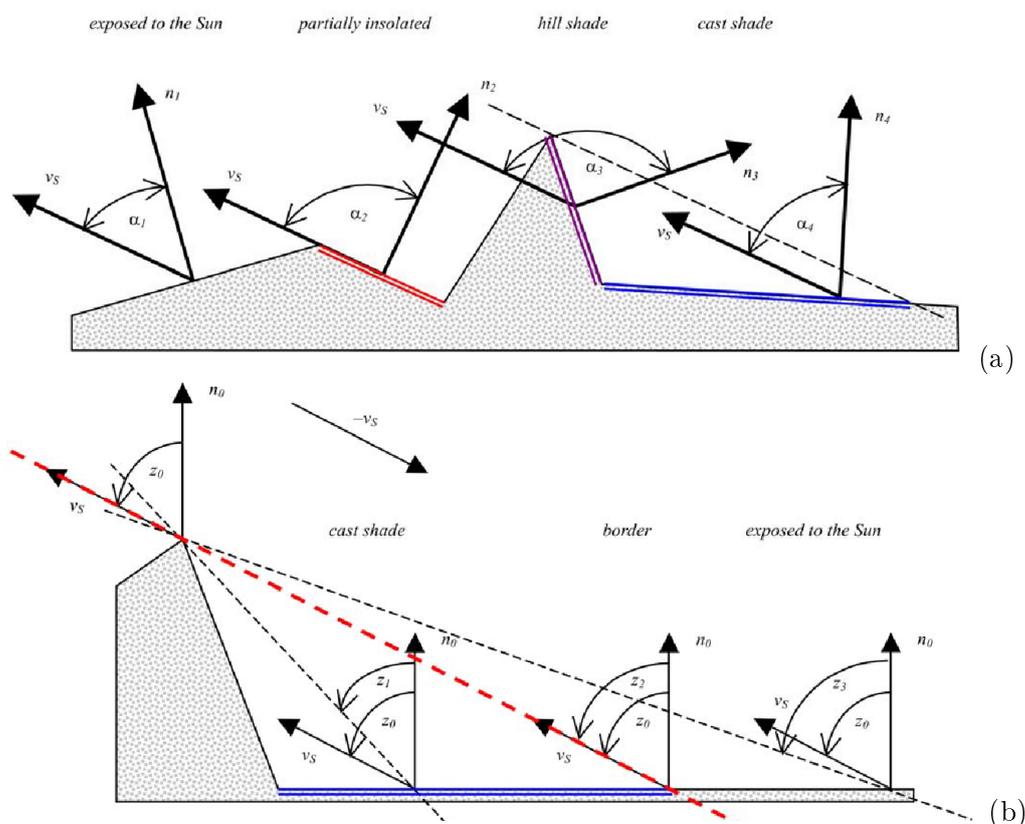
De acordo com o trabalho de Hodgson 1995 (44), os algoritmos mais precisos para a estimativa combinada da área superficial e da inclinação são aqueles que utilizam as quatro elevações vizinhas mais próximas na grade. Corripio 2002 (47) apresenta um algoritmo para calcular o gradiente da superfície usando a unidade mínima de área num MED, que é a superfície fechada entre quatro pontos dados. O gradiente é definido como um vetor unitário tridimensional perpendicular à superfície. A partir deste vetor, a inclinação e a orientação podem ser calculados. A posição do Sol é definida como outro vetor unitário em sua direção, e assim, encontrar o ângulo entre o Sol e a normal à superfície é equivalente a encontrar a solução de um produto escalar entre os dois vetores.

O modelo de irradiância solar de Zakšek et.al 2005 (55) é baseado na definição do ângulo de incidência por meio do cálculo da normal ao plano de superfície tangente e a direção do Sol. Se

uma parte da superfície está na sombra, ele recebe menos energia do que áreas ensolaradas. É por isso que a determinação da sombra é uma parte importante do modelo. O céu está geralmente não completamente claro, assim parâmetros meteorológicos teve que ser integrados no modelo. O modelo meteorológico distingue entre irradiância solar direta e difusa.

Uma metodologia para estudar os efeitos de sombreamento tem sido mostrada no modelo de radiação solar de Zakšek et.al 2005 (55). A energia de radiação solar que atinge a superfície terrestre, depende principalmente do ângulo de incidência, o qual é definido pelos parâmetros astronômicos e da superfície. Esta metodologia é baseada na definição do ângulo de incidência através do cálculo da normal ao plano de superfície tangente e a direção do Sol.

Se uma parte da superfície está na sombra, ela recebe menos energia do que as áreas ensolaradas. É por isso que a determinação da sombra é uma parte importante do modelo. O céu está geralmente não completamente claro, assim parâmetros meteorológicos teve que ser integrados no modelo. O modelo meteorológico distingue irradiâncias solares direta e difusa. Este modelo foi testado e implementado para todo Eslovênia e foi também comparado com estudos anteriores. Dados para casos de superfície do estudo foram calculados a partir do MED com uma resolução de 25 m. A figura 5.3 mostra a geometria dos efeitos de sombreamento em superfícies inclinadas.



**Figura 5.3:** Efeitos de orientação, inclinação e sombreamento na topografia da superfície. a) Superfícies expostas ao Sol e superfícies na sombra bloqueadas por obstáculos adjacentes. b) A irradiância direta é bloqueada pelos obstáculos próximos à superfície, e portanto a superfície fica na sombra, recebendo apenas irradiância difusa.

Modelagem de irradiância em terreno complexo tem sido o foco de numerosos estudos nas últi-

mas décadas, embora esses estudos tendem a se concentrar em componentes individuais, incluindo a irradiância incidente de onda curta, White et.al 1978 (4) e Kumar et.al 1997 (41), irradiância de onda curta líquida, Dubayah et.al 1997 (139), irradiância de onda longa, Marks et.al 1979 (140), irradiância líquida para todos os comprimentos de onda, Nunez 1980 (141). O uso de sensoriamento remoto para estimar os fluxos de energia da superfície, rendeu valiosa informação espacial, McKeown et.al 1999 (142), e tem sido combinada com os dados de elevação digital para melhorar a determinação dos fluxos de irradiância e calor em terrenos complexos, Schneider et.al 1996 (143). Esses estudos têm sido limitados na maior parte a um ou dois componentes radiativos. No entanto, como um insumo energético fundamental para muitos processos ambientais, há uma necessidade de compreender a distribuição espacial da irradiância líquida para todos os comprimentos de onda e a maneira em que cada componente tem um impacto sobre sua variabilidade espacial.

O estudo de Oliphant et.al 2002 (144), investiga a magnitude e as causas da variabilidade espacial dos fluxos radiativos de superfície num complexo paisagem alpine nos Alpes do Sul da Nova Zelândia. Os componentes de fluxo radiativo são simulados para o divisor de águas de Tekapo com 100 m de resolução para dias claros, céu de verão, usando um modelo de orçamento de irradiância na superfície em conjunto com imagens de satélite e de modelagem topográfica para derivar parâmetros da superfície. Estudos de sensibilidade foram conduzidas para isolar o papel da variabilidade espacial das características da superfície na geração de variação no orçamento de irradiância. Em ordem de mais para o menos importante, foram encontrados as seguintes características, aspecto da inclinação, ângulo de inclinação, elevação, albedo, sombreamento, fator de visão do céu, e índice de área foliar. Variabilidade espacial foi maior no meio da manhã e meio da tarde, em função da profundidade óptica.

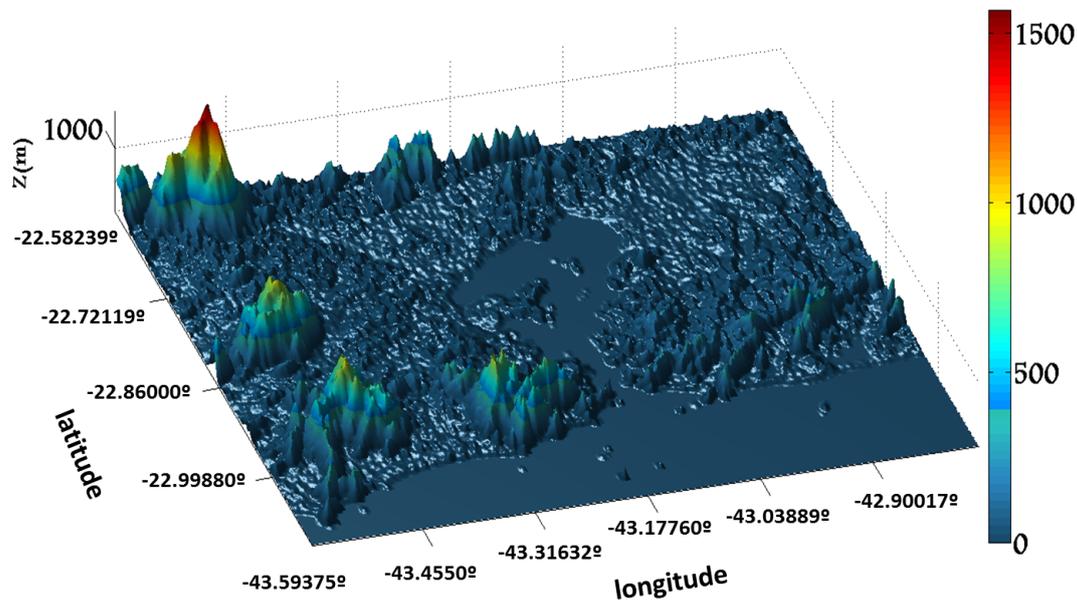
Por outro lado, a influência da topografia sobre o saldo de irradiância e, portanto, sobre o saldo de energia da superfície, afeta a qualidade das previsões meteorológicas de mesoescala. Muller et.al 2005 (145) melhoraram as previsões de temperatura, com parametrizações de grade de sub-escala dos efeitos topográficos das áreas dominadas pelo sombreamento em tempo de inverno, as áreas com maior exposição ao Sol durante o dia, e os vales mais profundos onde a irradiância contra noturna é importante. O impacto de sombreamento do terreno sobre a evolução da camada limite foi estudada por Colette et.al 2003 (146), eles verificaram que o sombreamento influencia significativamente o tempo modelado da cisão da manhã da camada limite noturna estável em um vale idealizado.

Os componentes individuais do balanço de irradiância pela encosta paralela a superfície foram medidos por Hoch et.al 2009 (147) dentro e ao redor da cratera do Meteoro de Arizona para investigar os efeitos da topografia sobre o saldo de irradiância. A bacia da cratera tem um diâmetro de 1,2 km e uma profundidade de 170 m. As observações cobrem o solo da cratera, a cratera, quatro locais nas paredes laterais internas em um transecto leste-oeste, e dois sites fora da cratera. A interpretação do papel da topografia sobre as diferenças de irradiância entre os sites em um dia claro representativo é facilitada pela topografia simétrica exclusiva da cratera. O balanço de irradiância de onda curta foi afetada pelos efeitos topográficos de exposição do terreno, o terreno sombreado, os reflexos do terreno, e por variações do albedo da superfície. O balanço de irradiância de onda longa foi afetada pela irradiância refletida pelas paredes laterais da cratera e pela redução

de emissões devido à formação da inversão de temperatura na noite.

### 5.3 Aplicação à topografia da RMRJ

O 'Land Processes Distributed Active Archive Center' (LP DAAC) é um componente da 'NASA Earth Observing System' (EOS) e da 'Data and Information System' (EOSDIS). O LP DAAC processa arquivos de dados distribuídos da superfície terrestre e dos produtos derivados dos sensores EOS. Localizado perto do Sioux Falls, Dakota do Sul, o LP DAAC processa dados de três instrumentos a bordo do EOS: duas plataformas de satélite operacionais: ASTER e MODIS da Terra e do Aqua MODIS. Os dados ASTER são recebidos, processados, distribuídos e arquivados enquanto produtos terrestres do MODIS são recebidos, distribuídos e arquivados. Ambos conjuntos de dados são contribuintes vitais para o estudo inter-disciplinar do sistema integrado Terra-atmosfera. Para coletar os dados da topografia (elevação) em áreas próximas à Região Metropolitana de Rio de Janeiro foi usado o seguinte intervalo de coordenadas geográficas: latitude ( $-23,10430^\circ$ ,  $-22,58239^\circ$ ), longitude ( $-43,59375^\circ$ ,  $-42,90018^\circ$ ), a elevação mínima é igual a  $-6,0$  m e a máxima é  $1599,0$  m. A figura 5.4 mostra a topografia da RMRJ obtida no LP DAAC. A resolução da grade é igual a  $0,1525$  Km.



**Figura 5.4:** Topografia das zonas próximas à Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ), centrada nas coordenadas geográficas  $22^\circ 51' 27''$  S,  $43^\circ 13' 58''$  W, a resolução da grade é igual a  $0.1525$  Km. É possível observar a irregularidade topográfica do maciço de Tijuca e a Baía de Guanabara. Dados topográficos obtidos do site do United States Geological Services (USGS) e do Land Processes Distributed Active Archive Center (LP DAAC - NASA). <http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>

A Figura 5.5 mostra a distribuição da irradiância em áreas ao redor da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), próximas à Bahia de Guanabara para três horas diferentes ( $05\ 45\ h$ ,  $12\ 05\ h$ ,  $18\ 25\ h$ ) no dia do verão 23 de Janeiro de 2011. É possível observar os efeitos da topografia (inclinação, orientação e sombreamento) na quantidade de irradiância solar de onda curta que atinge a superfície. A figura 5.6 mostra a distribuição radiativa para o dia de outono 18 de

Abril 2011 em três horas do dia (06 : 28 h, 12 : 08 h, 17 : 48 h). A figura 5.7 mostra a distribuição radiativa para o dia de inverno 25 de Julho de 2011 em três horas do dia (06 : 50 h, 12 : 00 h, 17 : 30 h). A figura 5.8 mostra a distribuição radiativa para o dia de primavera 24 de Outubro 2011 em três horas do dia (05 : 45 h, 12 : 05 h, 18 : 15 h). Para todas as simulações da distribuição radiativa foi usada o modelo de elevação digital (MED) radiativo Shadows (H.A Karam).

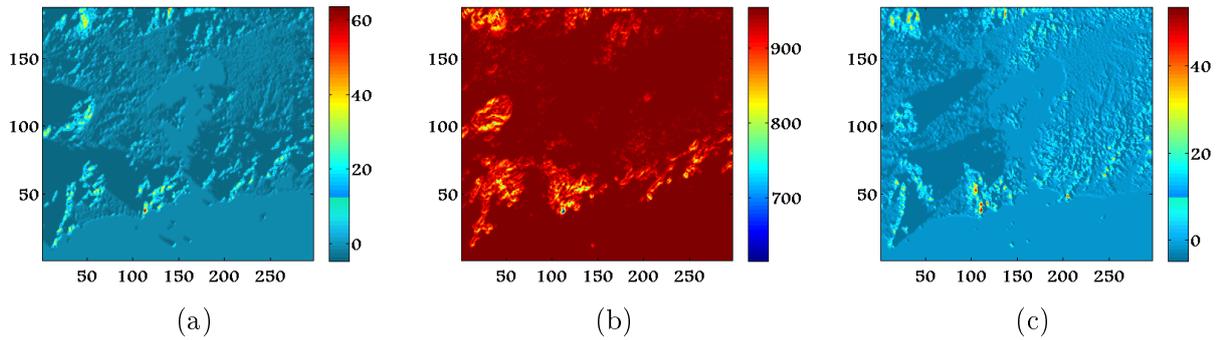
Como é observado nas figuras anteriores, efeitos topográficos de inclinação, orientação e sombreamento das superfícies originam diferenças na quantidade de radiação solar que atinge a superfície da Terra. Os efeitos de sombreamento são mais perceptíveis nos primeiros minutos da manhã (nascer do Sol) e nos últimos minutos da tarde (pôr do Sol), como se mostra na parte a) e c) da figura 5.5. Tais variações de irradiância induzida topograficamente levam a diferenças de equilíbrio energético através da paisagem.

Um exemplo disto é dado na tabela 5.1, onde pode ser visto que a inclinação virada para o sul recebe cerca de três vezes mais irradiância líquida do que a inclinação virada para o norte. Parte deste aumento pode ser atribuído à menor albedo do declive virado para o sul, mas o principal efeito é, provavelmente, devido ao seu aspecto mais favorável. As superfícies de encosta foram livres de detritos e ao clima local era semi-árido, o que significa uma partição do balanço de energia em favor do calor sensível ( $Q_H$ ) e portanto de valores altos da razão de Bowen. A razão de Bowen é definida como a relação de fluxos de energia a partir do solo para a atmosfera, por aquecimento sensível ( $Q_H$ ) e latente ( $Q_E$ ), respectivamente.

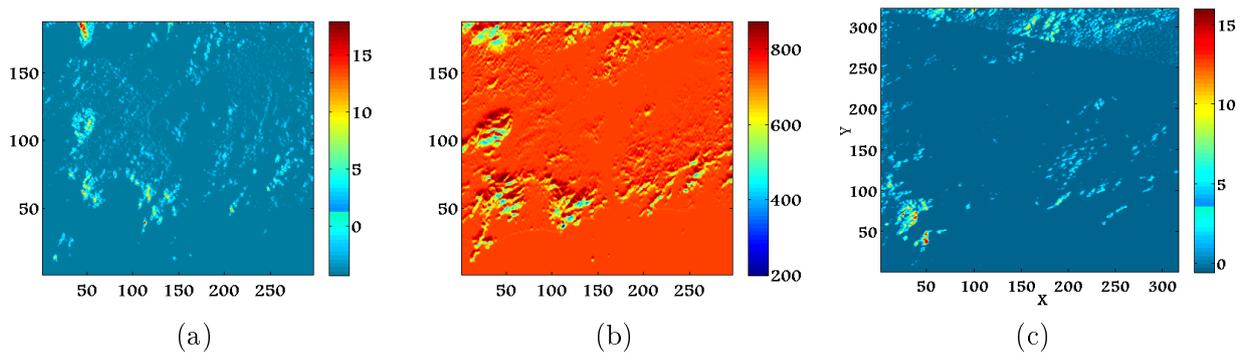
No entanto, o declive virado para o sul, entrega três vezes mais calor sensível para a camada limite atmosférica e este aquecimento diferencial forte é susceptível de produzir ventos anabáticos de declive (subindo a encosta aquecida), isto é, forçados localmente pela baroclinia. O valor mais baixo da razão de Bowen no declive virado para o norte também pode indicar uma maior disponibilidade de umidade para a evaporação. É evidente, portanto, que a orientação da superfície em relação à orientação do fluxo de energia solar é uma variável muito poderosa na determinação do seu rendimento energético. Segue-se também que a configuração naturalmente desigual da paisagem produz um amplo espectro de microclimas e estes têm implicações para outros aspectos do ambiente físico. Também a atividade hidrológica é susceptível de variar como resultado de diferentes taxas de evaporação (Oke 2002)(57).

Superfície	Balanço de Energia				Quantidades adimensionais		
	$Q^*$	$Q_H$	$Q_E$	$Q_G$	$\rho_g$	$\beta$	$Q_E/Q_*$
Horizontal	14,4	9,4	2,1	2,1	0,14	4,5	0,15
Virada para norte (33°)	6,0	3,5	1,7	0,7	0,20	2,0	0,28
Virada para sur (31°)	17,6	12,6	3,1	1,9	0,15	4,1	0,18

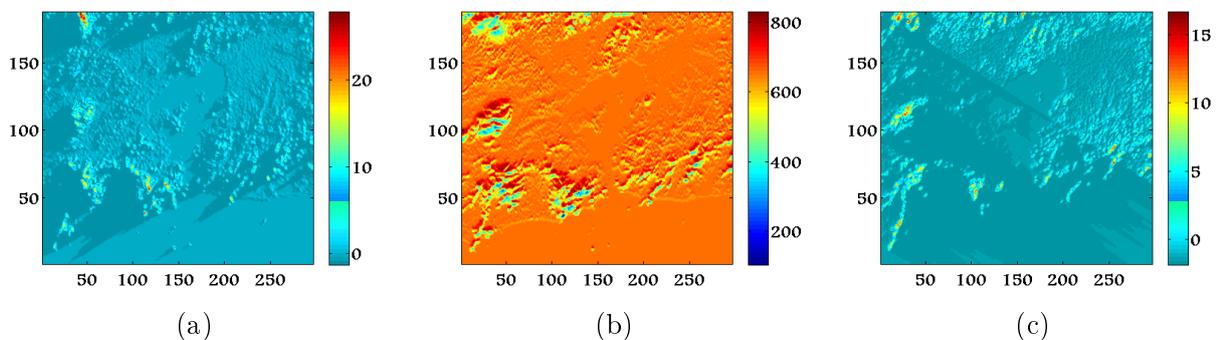
**Tabela 5.1:** Efeitos da topografia sobre o balanço de energia da superfície de solo descoberto nas montanhas do Turquestão. Os dados são totais diários de energia com base na média mensal de setembro (que compila dados de Aisenshtat, 1966). Sendo  $Q^*$  a irradiância líquida total,  $Q_H$  o calor sensível,  $Q_E$  o calor latente,  $Q_G$  a condução de energia do solo,  $\rho_g$  o albedo da superfície e  $\beta$  a razão de Bowen.



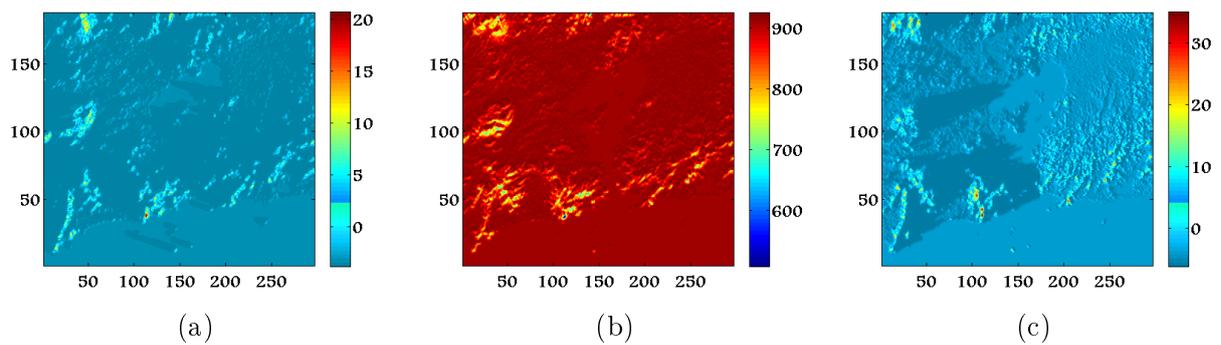
**Figura 5.5:** Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de verão 23 de Janeiro 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^{\circ}51'27''$  S,  $43^{\circ}13'58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manhã (05:45 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:05 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (18:25 h).



**Figura 5.6:** Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de outono 18 de Abril 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^{\circ}51'27''$  S,  $43^{\circ}13'58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manhã (06:28 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:08 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (17:48 h).



**Figura 5.7:** Distribuição topografica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de inverno 25 de Julho 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^{\circ}51'27''$  S,  $43^{\circ}13'58''$  W, incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manhã (06:50 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:00 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (17:30 h).



**Figura 5.8:** Distribuição topográfica da irradiância global ( $Wm^{-2}$ ) obtida para o dia de primavera 24 de Outubro 2011 na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) centrada nas coordenadas geográficas  $22^{\circ}51'27'' S$ ,  $43^{\circ}13'58'' W$ , incluindo os efeitos de orientação e inclinação da superfície e efeitos de sombreamento. a) Irradiância global na RMRJ em horas da manhã (05:45 h). b) Irradiância global na RMRJ ao meio-dia (12:05 h). c) Irradiância global na RMRJ em horas da tarde (18:15 h).

## Capítulo 6

# Conclusões e perspectivas futuras

De acordo com a análise e os testes aqui apresentados, concluímos:

- Os modelos parametrizados de irradiância solar de banda larga IQA, IQB e IQC do Iqbal, selecionados para simular as componentes da irradiância solar (direta, difusa e global) no local de medição localizado na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) para condições de céu claro, exigem, entre outros parâmetros externos, as seguintes variáveis meteorológicas de entrada: pressão atmosférica ( $p$ ), temperatura do ar ( $T$ ), concentração do ozônio ( $u_o$ ) e quantidade de água precipitável ( $w$ ). Estas variáveis meteorológicas foram fornecidos pelo sensor MODIS para diferentes momentos do dia e com uma resolução espacial de 1 km, logo foi obtido um valor médio diário eficaz para cada um deles. Na ausência de medições diretas feitas pelos sensores meteorológicos e assumindo uma pequena variação diária, estes dados podem ser utilizados como entrada para os diferentes modelos parametrizados de irradiância solar de banda larga. Saliente-se que os modelos analisados IQA, IQB e IQC apresentam sensibilidade muito pequena às variações de  $T$  e  $p$  observadas na cidade do Rio de Janeiro.
- Além dos parâmetros meteorológicos de entrada, os modelos de irradiância solar, também precisam de parâmetros físicos associados com a turbidez atmosférica e as propriedades radiativas da superfície. Estes parâmetros são os seguintes: os coeficientes de turbidez de Ångström ( $\alpha, \beta$ ), o albedo de espalhamento simple dos aerossóis ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) e o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ). Entanto, há muitas estações que não têm dispositivos radiométricos necessários para obter valores diretos deste conjunto de parâmetros por meio de técnicas de recuperação. Exceto para os coeficientes de turbidez de Ångström  $\alpha$  e  $\beta$ , os outros parâmetros são geralmente assumidos como constantes nos modelos de irradiância solar.
- Devido à ausência de medições diretas deste conjunto de parâmetros e para minimizar a diferença entre dados observados e simulados de irradiância global e difusa na Região Metropolitana do Rio de Janeiro - Brasil, expressas como funções custo, implementado o método de minimização multidimensional de Força Bruta. Desta forma, foram otimizados os três modelos de banda larga parametrizados de irradiância solar: IQA, IQB e IQC. Os modelos IQA e IQC foram os que apresentaram melhor desempenho, obtendo valores mais baixos da função de custo mínimo ( $J[p]$ ) ( $33,162 \text{ Wm}^{-2}$  e  $32,623 \text{ Wm}^{-2}$  respectivamente), no subconjunto total de dias de céu claro. Um comportamento semelhante é observado em todos os períodos sazo-

nais em que foi dividido o conjunto de dados de irradiância, o que pode indicar a presença de homogeneidade da estrutura de erros ao longo da série de dados. Como resultado deste processo, foi obtido um conjunto de parâmetros eficazes otimizados relacionadas com a turbidez atmosférica e as propriedades do solo radiativas mencionados acima, para os seis diferentes períodos sazonais e durante todo o período de medições.

- O desempenho de cada modelo de irradiância solar de banda larga otimizado foi avaliado por meio de um conjunto de indicadores estatísticos. Estes parâmetros mostram que é possível obter um alto nível de concordância entre os dados observados e simulados de irradiância global para todos os modelos avaliados (IQA, IQB, IQC) em condições de céu claro. Levando em conta que os parâmetros físicos eficazes que minimizem a diferença entre os dados observados e simulados de irradiância global e difusa, foram obtidos para longos períodos sazonais (que podem ter forte variabilidade temporal e espacial) e pelo fato de usar médias diárias para todos dados de entrada meteorológicos.
- Todos os modelos mostram erros RMSE próximos de  $13,0 \text{ Wm}^{-2}$  e erros médios absolutos (MAE) próximos de  $-3,5 \text{ Wm}^{-2}$  para a irradiância global. Para a irradiância direta os modelos mostram erros RMSE próximos de  $16,0 \text{ Wm}^{-2}$  e erros médios absolutos (MAE) próximos de  $-7,5 \text{ Wm}^{-2}$ . Para a irradiância difusa os modelos mostram erros RMSE próximos de  $12,8 \text{ Wm}^{-2}$  e erros médios absolutos (MAE) próximos de  $-24,0 \text{ Wm}^{-2}$ . Para todos os modelos o indicador PBIAS mostra valores negativos próximos de  $-3,8 \text{ Wm}^{-2}$  para a irradiância direta e global e próximos de  $-20,0 \text{ Wm}^{-2}$  para a irradiância difusa, o que mostra uma superestimação dos valores simulados em relação aos valores medidos, este efeito é mais pronunciado no caso da irradiância difusa.
- Por conseguinte, afigura-se possível a obtenção das componentes da irradiância com uma precisão comparável às medições de rotina dos parâmetros de entrada necessários para implementar os modelos parametrizados. O conjunto de parâmetros estatísticos mostram que os dados simulados por meio dos modelos de irradiância difusa para condições de céu claro não concordam bem com os dados observados em dias considerados de céu claro (mas que provavelmente também apresentam nuvens de bom tempo), porque a irradiância difusa mostra um comportamento variável e não uniforme em muitos dias, mesmo em condições de céu claro. Isso provavelmente é causado por efeitos de instabilidade atmosférica, nuvens convectivas e reflexões múltiplas geradas por objectos próximos ao sensor radiométrico (folhagem, telhado, etc.). Portanto, na ausência de medidas directas de este conjunto de parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos do solo, sugere-se usar os valores calibrados como entradas para os diferentes modelos parametrizados de irradiância solar, obtidos no presente trabalho.
- A possibilidade da recuperação do conjunto de parâmetros de turbidez atmosférica e radiativos da superfície diários e horários para todos os dias de céu claro selecionados, usando apenas medidas comuns de irradiâncias global e difusa de banda larga, foi revisto na presente contribuição. A metodologia consiste em minimizar a diferença entre os valores medidos e simulados das irradiâncias global e difusa expressas como uma função de custo para cada dia de céu claro e, assim, obter os valores eficazes diários para o conjunto destes parâmetros. Esta função de custo impõe uma restrição mais forte em relação ao processo de optimização para

apenas irradiância global, uma vez que os parâmetros óptimos obtidos minimizam a diferença entre os valores medidos e simulados de ambas irradiâncias global e difusa. Devido a isto, é razoável atribuir um maior significado físico para eles.

- Para desenvolver a presente metodologia de recuperação de parâmetros, foram escolhidos os modelos de irradiância solar de banda larga solar IQA e IQC, devido a seu melhor desempenho no processo de validação. Através desta análise foram obtidos um conjunto de valores diários e eficazes para os seguintes parâmetros: os coeficientes de turbidez de Ångström ( $\alpha, \beta$ ), o albedo de espalhamento simple ( $\omega_o$ ), o fator de espalhamento para frente ( $F_c$ ) e o albedo médio da superfície ( $\rho_g$ ). A análise estatística para esses parâmetros mostra uma variação significativa diária e sazonal, com destaque para a inconveniência de assumir valores constantes nos modelos de irradiância solar, especialmente considerando que, para condições de céu claro, os aerossóis são a principal fonte de extinção radiativa na atmosfera.
- A principal diferença deste método de recuperação variacional, proposto para obter um conjunto de valores eficazes dos parâmetros de turbidez atmosférica e das propriedades radiativas da superfície listados acima, em relação aos métodos utilizados em estudos anteriores, é que a presente metodologia não requer o uso de valores constantes para qualquer um destes parâmetros e não precisa inverter a fórmula de irradiância direta usada pelos modelos parametrizados de irradiância solar. Em vez disso, o presente método explora cada um dos parâmetros dentro de um intervalo de valores válidos até encontrar um valor ideal que minimize a diferença entre os dados medidos e simulados de irradiância global e difusa. E assim, reduzir a incerteza associada com a suposição de valores constantes para os parâmetros.
- No momento, não há medidas diretas dos parâmetros de turbidez atmosférica na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Note-se que medidas diretas são muito difíceis de obter e requerem amostragem periódica de volumes de ar sua análise laboratorial manual ou automática. Devido a este fato, os resultados foram comparados com valores do coeficiente de turbidez de Ångström  $\alpha$ , obtidos por um estudo recente do transporte de partículas de aerossol a partir das emissões de queima de biomassa em América do Sul (Sampaio Recuero et.al 2003 (2)). Este estudo mostra um aumento na frequência de pontos com valores para o coeficiente de turbidez de Ångström  $\alpha$ , próximos de 1,3, o que é um valor muito semelhante ao obtido na presente metodologia de recuperação.
- Além disso, os resultados obtidos no presente contribuição para os valores médios do coeficiente de turbidez de Ångström  $\beta$ , associado com a quantidade de aerossóis presentes na atmosfera na direção vertical, mostram uma diminuição durante os meses de verão (Dezembro-Fevereiro) em relação a outros períodos sazonais. Este comportamento é consistente com o aumento da precipitação durante estes meses, apoiada pelas informações climatológicas emitido pelo Instituto Nacional de Instituto de Meteorologia do Brasil (INMET). Um aumento da precipitação gera uma diminuição na quantidade de aerossóis devido aos processos de deposição húmida (scavenging processes) (Croft et.al 2009 (64)), que são altamente eficientes na remoção de aerossóis da atmosfera.
- Levando em conta tanto os coeficientes de turbidez de Ångström ( $\alpha, \beta$ ) obtidos na presente contribuição, é possível caracterizar a atmosfera no local de medição localizado na Região

Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) como um ambiente limpo em condições de céu claro durante o período de medições.

- O Modelo de Elevação Digital radiativo (MED) Shadows, utilizado para modelar a distribuição da irradiância solar de onda curta sobre terreno complexo em regiões próximas à Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ), mostrou resultados consistentes, levando em conta efeitos de inclinação, orientação e sombreamento das superfícies.

## 6.1 Sugestões para Pesquisas Futuras

Pode-se propor, como sugestão para trabalhos futuros, a continuidade e o aprimoramento do trabalho aqui desenvolvido, nos seguintes aspectos:

- Comparar os resultados obtidos com os modelos parametrizados de irradiância solar otimizados no presente trabalho (IQA, IQB e IQC do Iqbal) e os resultados de códigos espectrais mais sofisticados como SBDART (29) para as condições atmosféricas da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (MARJ).
- Tendo em conta o fraco desempenho dos modelos parametrizados de irradiância difusa para coincidir com os dados observados, mesmo sob condições de céu claro, seria conveniente considerar modelos empíricos para estimar a irradiância difusa com base na correlação entre a fração difusa ( $K_{DF}$ ) e o índice de claridade ( $K_T$ ) (Oliveira et.al 2002 (10)), ou também modelos perceptrônicos de rede neural (Soares et.al 2004 (11)).
- Implementar modelos de irradiância solar para diferentes condições meteorológicas incluindo efeitos das nuvens, tal como o Modelo de Radiação Meteorológico (MRM) e o modelo melhorado de Radiação Meteorológico (MMRM), desenvolvidos por Muneer et.al 2000 (95), que são modelos simples de irradiância de banda larga com base em informações sinópticas, incluindo as informações de brilho solar nas regressões do modelo.
- Implementar métodos de regressão usando fotômetros solares com múltiplos comprimentos de onda para a determinação exata dos parâmetros de turbidez dos aerossóis (Kassianov et. al 2007 (112)) em condições de céu claro na Região Metropolitana de Rio de Janeiro e fazer uma comparação com os resultados obtidos com a metodologia de recuperação destes parâmetros apresentada no presente trabalho.
- Avaliar os diferentes modelos para prever a irradiância solar global sobre uma superfície inclinada utilizando a irradiância simulada sobre uma superfície horizontal. A avaliação terá que ser testada com medidas de irradiância global e difusa para vários ângulos de inclinação e orientação. Com a finalidade de escolher o melhor modelo que se adapte melhor às condições atmosféricas de Rio de Janeiro.

# Referências Bibliográficas

- [1] LIU, K. *An introduction to atmospheric radiation*. Second edition. ed. Academic Press, 2002. [xiii](#), [23](#), [27](#), [28](#)
- [2] Sampaio Recuero, F. Estudo do transporte das partículas de aerossol de queimada via sensoriamento remoto. *Universidade de São Paulo â USP Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas â IAG Departamento de Ciências Atmosféricas â DCA*, 2003. [xvi](#), [10](#), [78](#), [80](#), [95](#)
- [3] WILLMOTT, C. On the validation of models. *Physical Geography*, v. 2, p. 184–194, 1981. [xvii](#), [8](#), [53](#), [84](#), [85](#)
- [4] WHITEMAN, C. D.; ALLWINE, K. J. Extraterrestrial solar radiation on inclined surfaces. *Environ. Software*, v. 1, p. 164–169, 1986. [1](#), [88](#)
- [5] TOVAR, J.; OLMO, F.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Local scale variability of solar radiation in mountainous region. *J. Appl. Meteorol.*, v. 34, p. 2316–2322, 1995. [1](#)
- [6] JACOBSON, M. *Fundamentals of atmospheric modeling*. Primeira. ed. Cambridge University Press, 1999. [1](#)
- [7] CHEN, F.; PIELKE, R.; MITCHELL, K. Development and application of land surface models for mesoscale atmospheric models: Problems and promises. *Amer. Geophys. Union*, v. 1, p. 107–136, 2001. [1](#)
- [8] FAMIGLIETTI, J.; WOOD, E. Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.*, v. 30, p. 3061–3078, 1994. [1](#)
- [9] FRANKLIN, J. Predictive vegetation mapping: Geographic modeling of biophysical patterns in relation to environmental gradients. *Prog.Phys.Georg*, v. 19, p. 474–499, 1995. [1](#)
- [10] OLIVEIRA, A.; ESCOBEDO, J.; SOARES, J.; MACHADO, J. Correlation models of diffuse solar-radiation applied to the city of são paulo, brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 71, p. 59–73, 2002b. [2](#), [9](#), [10](#), [96](#)
- [11] SOARES, J.; OLIVEIRA, A. P.; BOZNAR, M. Z.; MLAKAR, P.; ESCOBEDO, J.; MACHADO, A. Modeling hourly diffuse solar radiation in the city of são paulo using neural network technique. *Applied Energy*, v. 79, p. 201–214, 2004. [2](#), [10](#), [96](#)
- [12] IQBAL, M. *An introduction to solar radiation*. Primeira. ed. Academic Press, 1983. [2](#), [11](#), [15](#), [78](#)
- [13] PALTRIDGE, G.; PLATT, C. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Primeira. ed. New York:Elvesier, 1976. [3](#), [42](#)
- [14] SASAMORI, T.; LONDON, J.; HOYT, D. Radiation budget of the southern hemisphere. *Am. Meteorol. Soc. Mon. Boston*, v. 13, p. 9–23, 1972. [3](#), [26](#), [45](#)

- [15] HOYT, D. A model for the calculation of solar global insolation. *Solar Energy*, v. 21(1), p. 27–35, 1978. [3](#), [31](#), [45](#)
- [16] SOLMET. Hourly solar radiation - surface meteorological observations - final report td-9724. *National Climatic Center, Asheville North Carolina*, v. 2, 1979. [3](#)
- [17] BIRD, R.; HULSTROM, R. Direct insolation models. *Trans. ASME J. Sol. Energy Eng.*, v. 103, p. 182–192, 1981. [3](#), [31](#), [47](#)
- [18] BIRD, R.; HULSTROM, R. A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. *SERI/TR*, v. 103, p. 642–761, 1981. [3](#), [31](#), [47](#)
- [19] SELBY, J.; MCCLATCHEY, R. Atmospheric transmittance from 0.25 to 28.5 microns. computer code lowtran 3. *Air Force Cambridge Research Labs.*, v. AFCRL-TR-75-0255, p. AD-A017734, 1975. [3](#), [47](#)
- [20] SELBY, J. E. A.; KNEIZYS, F. X.; CHETWYND, J. H. J.; MCCLATCHEY, R. Atmospheric transmittance/radiance: Computer code lowtran 4. *Air Force Cambridge Research Labs.*, v. AFGL-TR-78-0053, p. AD-A017734, 1978. [3](#), [47](#)
- [21] DAVIES, J. A.; SEHERTZER, W.; NUNEZ, M. Estimating global solar radiation. *Bound. Layer Meteor.*, v. 9, p. 33–52, 1975. [3](#), [31](#), [43](#)
- [22] DAVIES, J. A.; MCKAY, D. C. Evaluation of selected models for estimating solar radiation on horizontal surfaces. *Solar Energy*, v. 43, p. 153–168, 1989. [3](#)
- [23] PAGE, J. K. Prediction of solar radiation on inclined surfaces. *Series F. Solar radiation data*, v. 3, p. D. Reidel Publ. Dordrecht, 1986. [3](#)
- [24] GUEYMARD, C. A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance and photosynthetically active radiation at the earth's surface. *Solar Energy*, v. 43, p. 253–265, 1989. [3](#), [31](#)
- [25] GUEYMARD, C. Mathematically integrable parameterization of clear-sky beam and global irradiances and its use in daily irradiation applications. *Solar Energy*, v. 50, p. 385–397, 1993b. [3](#), [32](#)
- [26] MUNEEER, T.; FAIROOZ, F. Quality control of solar radiation and sunshine measurements—lessons learnt from processing worldwide databases. *Building Services Eng. Res. Technology*, v. 23(3), p. 151–166, 2002. [4](#)
- [27] KNEIZYS, F.; SHETTLE, E. P.; GALLERY, W. O.; CHETWYND, J. H.; ABREU, L. W.; SELBY, J. E. A.; CLOUGH, S. A.; FENN, R. W. Atmospheric transmittance/radiance: Computer code lowtran 6. *Rep. AFGL-TR-83-0187, 200 pp*, 1983. [4](#)
- [28] BERK, A.; BERNSTEIN, L. W.; ROBERTSON, D. C. Modtran: A moderate resolution model for lowtran 7. *Rep. AFGL-TR-83-0187, 261 pp*, 1983. [4](#)
- [29] RICCHIAZZI, P.; YANG, S.; GAUTIER, C.; SOWLE, D. Sbdart: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the earth's atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, p. 2101–20114, 1998. [4](#), [96](#)
- [30] GUEYMARD, C. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Solar Energy*, v. 51, p. 121–138, 1993a. [4](#), [31](#), [39](#)
- [31] GUEYMARD, C. *Spectral models in solar energy*. Primeira. ed. James and James Publishers, London, 2001. [4](#)

- [32] GUEYMARD, C. Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multicoefficient approach. *J. Appl. Meteorol.*, v. 37, p. 414–435, 1998. 5, 6, 9, 32, 52, 56
- [33] LOUCHE, A.; MAUREL, M.; SIMONNOT, G.; PERI, O.; M.IQBAL. Determination of angstrom's turbidity coefficient from direct total solar irradiance measurements at valencia, spain. *Solar energy*, v. 38, p. 89–96, 1987. 6, 56
- [34] CANADA, J.; PINAZO, J.; BOSCA, J. Determination of angstrom's turbidity coefficient at valencia, spain. *Renewable Energy*, v. 3, p. 621–626, 1993. 6, 56
- [35] STOCKS, A.; HEYWOOD, D. Terrain modelling for mountains. in mountain environments and geographic information systems. *London: Taylor and Francis.Primeira*, 1994. 7, 86
- [36] MOORE, I.; GALLANT, J. C.; GUERRA, L. Modelling the spatial variability of hydrological processes using gis. in hydrogis 93: Applications of geographic information systems in hydrology and water resources management. *Proceedings of the Vienna Conference.IAHS Publication*, p. 161â169, 1993. 7, 86
- [37] BARRY, R. Mountain weather and climate. *London: Routledge.Primeira*, 1992. 7, 86
- [38] SKIDMORE, A. K. A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. *International Journal of Geographical Information Systems*, v. 3, p. 323â334, 1989. 7, 86
- [39] DUGUAY, C. R. An approach to the estimation of surface net radiation in mountain areas using remote sensing and digital terrain data. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 52, p. 55–68, 1995. 7, 86
- [40] VARLEY, M. J.; BEVEN, K.; OLIVER, H. R. Modelling solar radiation in steeply sloping terrain. *International Journal of Climatology*, v. 16, p. 93–104, 1996. 7, 86
- [41] KUMAR, L.; SKIDMORE, A. K.; KNOWLES, E. Modeling topographic variation in solar radiation in a gis environment. *Int. J. Geogr. Inf. Sci.*, v. 11, p. 475–497, 1997. 7, 86, 88
- [42] DAKHAL, A. M.; AMADA, T.; ANIYA, M. Landslide hazard mapping and its evaluation using gis: an investigation of sampling schemes for a grid-cell quantitative method. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 66, p. 981–989, 2000. 7, 86
- [43] HORN, B. Hillshading and the reflectance map. *Proceedings of the IEEE*, v. 69, p. 41–47, 1981. 7, 86
- [44] HODGSON, M. What cell size does the computed slope/aspect angle represent? *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, v. 65, p. 513–517, 1995. 7, 86
- [45] CHANG, K.; TSAI, B. The effect of dem resolution on slope and aspect mapping. *Cartography and Geographic Information Systems*, v. 18, p. 69–77, 1991. 7, 86
- [46] GAO, J. Resolution and accuracy of terrain representation by grid dems at a micro scale. *International Journal of Geographical Information Science*, v. 11, p. 199–212, 1997. 7, 86
- [47] CORRIPIO, J. Vectorial algebra algorithms for calculating terrain parameters from dems and solar radiation modelling in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*, v. 17, p. 1–23, 2002. 7, 86
- [48] LIU, B.; JORDAN, R. Daily insolation on surfaces tilted towards to equator. *Trans ASHRAE*, v. 67, p. 526–541, 1961. 8, 83, 84, 85

- [49] TEMPS, R.; COULSON, K. Solar radiation incident upon slopes of different orientation. *Solar Energy*, v. 19, p. 179–184, 1977. 8
- [50] HAY, J. Study of shortwave radiation on non-horizontal surfaces. *Atmospheric Environment Service*, v. 79, p. 12, 1979. 8, 83, 84
- [51] KLUCHER, T. Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, v. 23, p. 111–114, 1979. 8
- [52] MA, C.; IQBAL, M. Statistical comparison of models for estimating solar radiation on inclined surfaces. *Solar Energy*, v. 31, p. 313–317, 1983. 8
- [53] SKARTVEIT, A.; OLSETH, J. Modeling slope irradiance at high latitudes. *Solar Energy*, v. 36, p. 333–344, 1986. 8
- [54] REINDL, D.; BECKMAN, W.; DUFFIE, J. Evaluation of hourly tilted surface radiation models. *Solar Energy*, v. 45, p. 9–17, 1990. 8
- [55] ZAKSEK, K.; PODOBNIKAR, T.; OSTIR, K. Solar radiation modelling. *Computers and Geosciences*, v. 31, p. 233–240, 2005. 8, 86, 87
- [56] GRIMMOND, C.; ROTH, M.; OKE, T.; AU, Y.; BEST, M.; BETTS, R.; CARMICHAEL, G.; CLEUGH, H.; DABBERDERT, W.; EMMANUEL, E.; FREITAS, E.; FORTUNIAK, K.; HANNA, S.; KLEIN, P.; KALKSTEIN, L.; LIU, C.; VOOGT, J. 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, 2010. 9
- [57] OKE, T. *Boundary layer climates*. Primeira. ed. Taylor and Francis Group, 2002. 9, 24, 76, 90
- [58] OLIVEIRA, A.; ESCOBEDO, J.; SOARES, J.; MACHADO, J. New shadow-ring device for measuring diffuse solar radiation at the surface. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 19, p. 698–708, 2002a. 9, 10, 39
- [59] CODATO, G.; OLIVEIRA, A.; SOARES, J.; ESCOBEDO, J.; GOMES, E.; PAI, A. Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. DOI 10.1007, p. s00704–007–0326–0., 2008. 9, 10
- [60] BÁRBARO, W.; OLIVEIRA, A.; SOARES, J.; CODATO, G.; FERREIRA, M.; MLAKAR, P.; BOZNAR, M.; ESCOBEDO, F. Observational characterization of the downward atmospheric long wave radiation at the surface in the city of são paulo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010. 9
- [61] FERREIRA, M.; OLIVEIRA, A.; SOARES, J.; CODATO, G.; BÁRBARO, E.; ESCOBEDO, J. Radiation balance at the surface in the city of são paulo, brazil: diurnal and seasonal variations. *Theor Appl Climatol*, v. DOI 10.1007, p. s00704–011–0480–2, 2011. 9
- [62] ESCOBEDO, J.; GOMES, E.; OLIVEIRA, C.; OLIVEIRA, A.; SORAES, J. Estimativa das radiações global, direta e difusa em função do índice de claridade (kt) e da razão de insolação (n/n). *I Congresso Brasileiro de Energia Solar*, 2007. 9
- [63] ESCOBEDO, J.; GOMES, E.; OLIVEIRA, C.; OLIVEIRA, A.; SORAES, J. 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, 2008. 9
- [64] CROFT, B.; LOHMANN, U.; MARTIN, R. V.; STIER, P.; WURZLER, S.; FEICHTER, J.; POSSELT, R.; FERRACHAT, S. Aerosol size-dependent below-cloud scavenging by rain and snow in the echam5-ham. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 9, p. 4653–4675, 2009. 11, 81, 95

- [65] SPENCER, J. Fourier series representation of the position of the sun. *Search* 2, v. 5, p. 172, 1971. 15, 16, 17
- [66] WALLACE, J.; HOBBS, P. *Atmospheric science. an introductory survey*. Second. ed. Elsevier, 2006. 22, 23
- [67] AHRENS, C. *Essentials of meteorology*. Third. ed. Brooks/Cole, 2004. 22
- [68] MARKOWSKY, P.; RICHARDSON, Y. *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. First. ed. Wiley-Blackwell, 2010. 24
- [69] KYLE, H.; ARDANUY, P.; HURLEY, E. The status of the nimbus - 7 earth radiation budget dat set. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, v. 66, p. 1378–1388, 1985. 26
- [70] LANGLEY, S. Researches on solar heat and its absorption by the earth's atmosphere: A report of the mount whitney expedition. *Professional Papers of the Signal Service*, v. 15, p. 1–242, 1884. 28
- [71] ARRHENIUS, S. Über die wärmeabsorption durch kohlenäure. *Annalen der Physik*, v. 4, p. 690–705, 1901. 28
- [72] SIMPSON, G. C. Some studies in terrestrial radiation. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, v. 2(16), p. 69–95, 1928. 28
- [73] CALLENDAR, G. Infra-red absorption by carbon dioxide with special reference to atmospheric radiation. *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, v. 67, p. 263–275, 1941. 28
- [74] MANABE, S.; STRICKLER, R. F. Thermal equilibrium of the atmosphere with convective adjustment. *J. Atmospheric Sciences*, v. 21, p. 361–385, 1964. 28, 45
- [75] MANABE, S.; WETHERALD, R. T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmospheric Sciences*, v. 24, p. 241–259, 1967. 29
- [76] FREEMAN, K. P.; LIOU, K.-N. Climatic effects of cirrus clouds. *Advances in Geophysics*, v. 21, p. 231–287, 1979. 29
- [77] RASOOL, S. I.; SCHNEIDER, S. H. Atmospheric carbon dioxide and aerosols: Effects of large increases on global climate. *Science*, Washington, v. 173, p. 138–141, 1971. 29
- [78] WASHINGTON, W. M.; MEEH, G. A. Seasonal cycle experiments on climate sensitivity due to a doubling of co2 with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. *J. Geophysical Research*, v. 86 (D6), p. 9475–9503, 1984. 29
- [79] GUEYMARD, C. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. part i: detailed theoretical performance assessment. *Solar Energy*, v. 74, p. 355–379, 2003. 30
- [80] MAXWELL, E. Metstat à the solar radiation model used in the production of the national solar radiation data base (nsrdb). *Solar Energy*, v. 62, p. 263–279, 1998. 31
- [81] ATWATER, M.; BALL, J. A numerical solar radiation model based on standard meteorological observations. *Solar Energy*, v. 21, p. 163–170, 1978. 31
- [82] ATWATER, M.; BROWN, P. Numerical computations of the latitudinal variation of solar radiation for an atmosphere of varying opacity. *J. Appl. Meteorol.*, v. 13, p. 289–297, 1974. 31
- [83] CHOUDHURY, B. A parameterized model for global insolation under partially cloudy skies. *Solar Energy*, v. 29, p. 479–486, 1982. 31

- [84] BATTLES, F.; OLMO, F.; J. TOVAR, J.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Comparison of cloudless sky parameterizations of solar irradiance at various spanish midlatitude locations. *Theor. Appl. Climatol.*, v. 66, p. 81–93, 2000. 31
- [85] DOGNIAUX, R. Standardization of methods of measurement and calculation of climatological data for thermal and daylight applications. *In Proceedings of the Symposium on Solar Radiation, Smithsonian Institution, Washington*, p. 50–60, 1973. 31
- [86] KING, R.; BUCKIUS, R. Direct solar transmittance for a clear sky. *Solar Energy*, v. 22, p. 297–301, 1979. 31, 57
- [87] IDERIAH, F. A model for calculating direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy*, v. 26, p. 447–452, 1981. 31
- [88] FREUND, J. Aerosol optical depth in the canadian arctic. *Solar Energy*, v. 21, p. 158–167, 1983. 31
- [89] UBOEGBULAM, T.; DAVIES, J. Turbidity in eastern canada. *Solar Energy*, v. 22, p. 1384–1392, 1983. 31
- [90] KASTEN, F.; YOUNG, A. Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Opt.*, v. 28, p. 4735–4738, 1989. 31
- [91] MAXWELL, E.; MYERS, D.; RYMES, M.; STOFFEL, T.; WILCOX, S. Producing a national solar radiation data base. *In Proceedings of the ISES Solar World Congress, Denver CO. Pergamon Press*, p. 1007–1012, 1991. 32
- [92] MOLINEAUX, B.; INEICHEN, P.; DELAUNAY, J. Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity – improving model performance. *Solar Energy*, v. 55, p. 125–137, 1995. 32
- [93] KAMBEZIDIS, H.; PSILOGLOU, B.; SYNODINOU, B. Comparison between measurements and models for daily solar irradiation on tilted surfaces in athens, greece. *Renewable Energy*, v. 10, p. 505–518, 1997. 32, 83
- [94] MUNEEER, T.; GUL, M.; KAMBEZIDIS, H. Evaluation of an all-sky meteorological radiation model against long-term measured hourly data. *Energy Conv. Mgmt.*, v. 39, p. 303–317, 1998. 32
- [95] MUNEEER, T.; GUL, M.; KAMBEZIDIS, H. Models for estimating solar radiation and illuminance from meteorological parameters. *Trans. ASME J. Sol. Energy Eng.*, v. 122, p. 146–153, 2000. 32, 96
- [96] MUNEEER, T.; KAMBEZIDIS, H.; TREGENZA, P. *Solar radiation and daylight models for the energy efficient design of buildings*. Primeira. ed. Architectural Press, 1997b. 32
- [97] MOLINEAUX, B.; INEICHEN, P. On the broad band transmittance of direct irradiance in a cloudless sky and its application to the parameterization of atmospheric turbidity. *Solar Energy*, v. 56, p. 553–563, 1996. 32
- [98] DE BRICHAMBAUT, C. P.; VAUGE. *Le gisement solaire*. Primeira. ed. Lavoisier, Paris, 1982. 32
- [99] POWER, H. Estimating atmospheric turbidity from climate data. *Atmos. Envir.*, v. 35, p. 125–134, 2001a. 32
- [100] POWER, H.; WILLMOTT, G. Seasonal and interannual variability in atmospheric turbidity over south africa. *Int. J. Climatol.*, v. 21, p. 579–591, 2001. 32

- [101] PSILOGLOU, B.; SANTAMOURIS, M.; ASIMAKOPOULOS, D. Atmospheric broadband model for computation of solar radiation at the earth's surface - application to mediterranean climate. *Pure Appl. Geophys.*, v. 157, p. 829-860, 2000. 32
- [102] RODGERS, G.; SOUSTER, C.; PAGE, J. The development of an interactive computer program sun1 for the calculation of solar irradiances and daily irradiations on horizontal surfaces on cloudless days for given conditions of sky clarity and atmospheric water content. *In Report BS. Department of Building Science, University of Sheffield, UK.*, v. 28. 32
- [103] SANTAMOURIS, M. Predicting the broadband aerosol transmittance for solar radiation models. *Int. J. Solar Energy*, v. 10, p. 27-37, 1991. 33
- [104] YANG, K.; HUANG, G.; TAMAI, N. A hybrid model for estimating global solar radiation. *Solar Energy*, v. 70, p. 13-22, 2001. 33
- [105] IBGE. Instituto brasileiro de geografia e estatística. <http://www.ibge.gov.br>, 2008. 35
- [106] KOTTEK, M.; GRIESER, J.; BECK, C.; RUDOLF, B.; RUBEL, F. World map of the Köppen-geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.*, v. 15, p. 259-263, 2006. 35
- [107] Marques Filho, E.; KARAM, H.; MIRANDA, A.; J.R.de A. França. Rio de Janeiro's tropical urban climate. *International Association for Urban Climate*, v. 32, p. 5-9, 2009. 36, 59
- [108] BROCK, F.; RICHARDSON, S. *Meteorological measurement systems*. First. ed. Oxford University Press, 2001. 36
- [109] KASTEN, F. A new table and approximate formula for relative optical air mass. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.*, v. B-14, p. 206-223, 1966. 41
- [110] MORIASI, D.; ARNOLD, J.; LIEW, M. V.; BINGNER, R.; HARMEL, R.; VEITH, T. Model evaluation guidelines for systemic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, v. 50(3), p. 885-900, 2007. 50, 52
- [111] REFSGAARD, J. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrology*, v. 198(1), p. 69-97, 1997. 50
- [112] KASSIANOV, E. I.; FLYNN, C. J.; ACKERMAN, T. P.; BARNARD, J. C. Aerosol single-scattering albedo and asymmetry parameter from mfrsr observations during the arm aerosol iop 2003. *Atmos. Chem. Phys.*, v. 7, p. 3341-3351, 2007. 52, 96
- [113] BOYLE, D.; GUPTA, H.; SOROOSHIAN, S. Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Res.*, v. 36(12), p. 3663-3674, 2000. 52
- [114] LEGATES, D.; MCCABE, G. Evaluating the use of goodness of fit measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Res.*, v. 35(1), p. 233-241, 1999. 52, 54, 55
- [115] NASH, J.; SUTCLIFFE, J. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. a discussion of principles. *J. Hydrology*, v. 10(3), p. 282-290, 1970. 54
- [116] PARKER, R.; ARNOLD, J. G.; BARRETT, M.; BURNS, L.; CARRUBBA, L.; CRAWFORD, C.; NEITSCH, S. L.; SNYDER, N. J.; SRINIVASAN, R.; WILLIAMS, W. M. Evaluation of three watershed-scale pesticide fate and transport models. *J. American Water Resources Assoc.*, v. 10(3), p. 282-290, 2006. 54
- [117] GUPTA, H.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *J. Hydrologic Eng.*, v. 4(2), p. 135-143, 1999. 55

- [118] SINGH, J.; KNAPP, H.; DEMISSIE, M. Hydrologic modeling of the iroquois river watershed using hspf and swat. *ISWS-CR. Illinois State Water Survey*, v. 1, 2004. 55
- [119] BERGSTROM, R.; PETERSON, J. T. Comparison of predicted and observed solar radiation in an urban area. *J. Appl. Meteor.*, v. 16, p. 1107-1116, 1977. 55
- [120] KAUFMAN, Y.; D.TANRE; O.BOUCHER. A satellite view of aerosols in climate system. insight review articles. *Nature*, London, v. 419, p. 215-223, 2002. 57
- [121] PAN, L.; GILLE, J.; EDWARDS, D.; BAILEY, P.; RODGERS, E. Retrieval of tropospheric carbon monoxide for the mopitt experiment. *Journal of Geophysical Research*, Washinton, v. 103, p. 277-290, 1998. 57
- [122] NADERI, F.; FREILICH, M.; LONG, E. Spaceborne radar measurement of wind velocity over the ocean-na overview of the nscat scatterometer. *Proc. Ins. IEEE*, v. 79, p. 850-866, 1991. 57
- [123] WIELICKI, B.; BARKSTROM, B.; B.A. BAUM, T.P. CHARLOCK, R. G. Clouds and the earth's radiant energy system (ceres): Algorithm overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, v. 36, p. 1127-1141, 1998. 57
- [124] OLIVEIRA, A.; ESCOBEDO, J.; MACHADO, A.; SOARES, J. Diurnal evolution of solar irradiance at the surface in the city of são paulo: seasonal variation and modelling. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 71, p. 231-249, 2002c. 62
- [125] PEREIRA, E.; ABREU, S.; STUHLMANN, R.; REILAND, M.; COLLE, S. Survey of the incident solar-radiation in brazil by use of meteosat satellite data. *Solar Energy*, v. 2, p. 125-132, 1996. 62
- [126] EVSEEV, E.; KUDISH, A. The assessment of different models to predict the global solar radiation on a surface tilted to the south. *Solar Energy*, v. 83, p. 377-388, 2009. 83
- [127] KUDISH, A.; IANETZ, A. Evaluation of the relative ability of three models, the isotropic, klucher and hay to predict the global radiation on a tilted surface in beer sheva, israel. *Energy Conversion and Management*, v. 32, p. 1387-394, 1991. 83
- [128] KLUCHER, T. Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces. *Solar Energy*, v. 23, p. 11-114, 1979. 83
- [129] OLMO, F.; VIDA, J.; FOYO, I.; CASTRO-DIEZ, Y.; ALADOS-ARBOLEDAS, L. Prediction of global irradiance on inclined surfaces from horizontal global irradiance. *Energy*, v. 10, p. 689-704, 1999. 83, 85
- [130] NIJMEH, S.; MAMLOOK, R. Testing of two models for computing global solar radiation on tilted surfaces. *Renewable Energy*, v. 20, p. 75-81, 2000. 84
- [131] BILBAO, J.; DE MIGUEL, A.; AYUSO, A.; FRANCO, J. Iso-radiation maps for tilted surfaces in the castile and leon region, spain. *Energy Conversion and Management*, v. 44, p. 1575-1588, 2003. 84
- [132] DIEZ-MEDIAVILLA, M.; DE MIGUEL, A.; BILBAO, J. Measurement and comparison of diffuse solar irradiance models on inclined surfaces in valladolid (spain). *Energy Conversion and Management*, v. 46, p. 2075-2092, 2005. 84
- [133] KAMALI, G. A.; MORADI, I.; KHALILI, A. Estimating solar radiation on tilted surfaces with various orientations: a study case in karaj (iran). *Theoretical and Applied Climatology*, v. 84, p. 235-241, 2006. 84

- [134] DE MIGUEL, A.; BILBOA, J.; AGUIAR, R.; KAMBEZIDIS, H.; NEGRO, E. Diffuse solar radiation model evaluation in the north mediterranean belt area. *Solar Energy*, v. 70, p. 143–153, 2001. 85
- [135] NOTTON, G.; CRISTOFARI, C.; POGGI, P. Performance evaluation of various hourly slope irradiation models using mediterranean experimental data of ajaccio. *Energy Conversion and Management*, v. 47, p. 147–173, 2006a. 85
- [136] NOTTON, G.; CRISTOFARI, C.; POGGI, P. Calculation on a hourly basis of solar diffuse irradiances from global data for horizontal surfaces in ajaccio. *Energy Conversion and Management*, v. 45, p. 2849–2866, 2004. 85
- [137] NOTTON, G.; POGGI, P.; CRISTOFARI, C. Predicting hourly solar irradiances on inclined surfaces based on the horizontal measurements: Performances of the association of well-known mathematical models. *Energy Conversion and Management*, v. 47, p. 1816–1829, 2006b. 85
- [138] LOUTZENHISER, P.; MANZ, H.; FELSMANN, C.; STRACHAN, P.; FRANK, T.; MAXWELL, G. Empirical validation of models to compute solar irradiance on inclined surfaces for building energy simulation. *Solar Energy*, v. 81, p. 254–267, 2007. 85
- [139] DUBAYAH, R.; LOECHEL, S. Modeling topographic solar radiation using goes data. *J. Appl. Meteor.*, v. 36, p. 141–154, 1997. 88
- [140] MARKS, D.; DOZIER, J. A clear-sky longwave radiation model for remote alpine areas. *Arch. Meteor. Geophys. Bioclimatol.*, v. 27B, p. 159–187, 1979. 88
- [141] NUNEZ, M. The calculation of solar and net radiation in mountainous terrain. *J. Biogeogr.*, v. 7, p. 173–186, 1980. 88
- [142] MCKEOWN, W.; LEIGHTON, R. Mapping heat flux. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, v. 16, p. 80–91, 1999. 88
- [143] SCHNEIDER, C.; PARLOW, E.; SCHERER, D. Gis-based modeling of the energy balance of tarfala valley, sweden using landsattm data. *Progress in Environmental Remote Sensing Research and Applications*, v. 1, p. 401–408, 1996. 88
- [144] OLIPHANT, A. J.; SPRONKEN-SMITH, R. A.; STURMAN, A. P.; OWENS, A. F. Spatial variability of surface radiation fluxes in mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, v. 42, p. 113–128, 2002. 88
- [145] MULLER, M. D.; SCHERER, D. A grid- and subgrid-scale radiation parameterization of topographic effects for mesoscale weather forecast models. *Mon. Wea. Rev.*, v. 133, p. 1431–1442, 2005. 88
- [146] COLETTE, A.; CHOW, F. K.; STREET, R. L. A numerical study of inversion-layer breakup and the effects of topographic shading in idealized valleys. *J. Appl. Meteor.*, v. 42, p. 1255–1272, 2003. 88
- [147] HOCH, S. W.; WHITEMAN, C. D. Topographic effects on the surface radiation balance in and around arizona’s meteor crater. *J. Appl. Meteor.*, v. 49, p. 1114–1128, 2009. 88

# Índice Remissivo

- Índices de erro, [54](#)
- Aplicação à topografia da RMRJ, [88](#)
- Aplicação dos modelos de irradiância solar ao terreno complexo da RMRJ, [83](#)
- Balanco de energia superficial, [24](#)
- balanco de radiação, [27](#)
- Balanco de radiação superficial, [25](#)
- Coefficientes adimensionais, [53](#)
- Conceitos da Interação Radiação-Atmosfera-Superfície, [15](#)
- Dados meteorológicos sinópticos obtidos com o sensor MODIS, [59](#)
- Declinação Solar, [16](#)
- Distância Terra-Sol, [15](#)
- Efeitos do terreno complexo sobre o balanço de irradiância, [86](#)
- Equação do tempo, [16](#)
- Especificações gerais dos piranômetros PSP., [38](#)
- Estrutura vertical da Camada Limite Planetária, [23](#)
- Estrutura vertical da troposfera, [22](#)
- Estrutura vertical média da atmosfera, [22](#)
- Irradiância solar global numa superfície inclinada, [83](#)
- Irradiâncias modelo IQA, [44](#)
- Irradiâncias modelo IQB, [46](#)
- Irradiâncias modelo IQC, [49](#)
- Local de observação, [35](#)
- Método de Otimização de Forza Bruta, [51](#)
- Medição dos fluxos radiativos na superfície, [36](#)
- Medições das componentes da irradiância solar, [61](#)
- Modelos de irradiância global, [70](#)
- Modelos de irradiância global, direta e difusa, [73](#)
- Modelos de transferência radiativa na atmosfera, [27](#)
- Modelos parametrizados de Irradiância Solar, [41](#)
- Os satélites TERRA e AQUA e o sensor MODIS, [57](#)
- Otimização e validação das parametrizações, [49](#)
- Otimização para as irradiâncias global, direta e difusa, [67](#)
- Parametrização IQA, [42](#)
- Parametrização IQB, [45](#)
- Parametrização IQC, [47](#)
- Posição do Sol em relação a superfícies horizontais, [18](#)
- Posição do sol em relação a superfícies inclinadas, [21](#)
- Recuperação dos parâmetros atmosféricos e de superfície, [55](#)
- Recuperação dos parâmetros de turbidez atmosférica e de superfície, [76](#)
- Regressão Padrão, [53](#)
- Relações Astronômicas Terra-Sol, [15](#)
- Resultados da otimização dos modelos de irradiância solar, [64](#)
- Transferência radiativa na atmosfera, [27](#)
- Validação dos modelos, [70](#)
- Verificação Estatística das Simulações, [52](#)